

Caractérisation de la mémoire des bassins versants par approche croisée entre piézométrie et séparation d'hydrogramme

Antoine Pelletier, Vazken Andréassian

► To cite this version:

Antoine Pelletier, Vazken Andréassian. Caractérisation de la mémoire des bassins versants par approche croisée entre piézométrie et séparation d'hydrogramme. La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau, 2020, 3, pp.30-37. 10.1051/lhb/2020032 . hal-02917150

HAL Id: hal-02917150 https://enpc.hal.science/hal-02917150

Submitted on 18 Aug2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers. L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

CARACTÉRISATION DE LA MÉMOIRE DES BASSINS VERSANTS PAR APPROCHE CROISÉE ENTRE PIÉZOMÉTRIE ET SÉPARATION D'HYDROGRAMME

Antoine PELLETIER⁽¹⁾, Vazken ANDRÉASSIAN⁽²⁾

(1) École des Ponts ParisTech / Université Paris-Saclay, INRAE Antony – UR HYCAR – e-mail : antoine.pelletier@inrae.fr

⁽²⁾ Université Paris-Saclay, INRAE Antony – UR HYCAR – e-mail : vazken.andreassian@inrae.fr

L'intensité et la durée des étiages des rivières ne dépendent pas seulement des conditions climatiques de l'année
hydrologique en cours. En effet, l'humidité ou la sécheresse des années antérieures influe sur le débit observé en
étiage, particulièrement dans les bassins où le soutien d'étiage est assuré par des aquifères. La compréhension de
cette mémoire pluriannuelle du bassin versant est cruciale pour expliquer les dynamiques de sécheresse.

Deux approches sont possibles pour évaluer ce phénomène de mémoire. La première est d'étudier, dans des bassins dont les étiages sont connus pour être soutenus par des aquifères conséquents, les relations entre les dynamiques interannuelles de la piézométrie et celles du climat. La seconde consiste à décomposer les hydrogrammes observés en une composante lente, dite débit de base, et une composante rapide. Les variations interannuelles du débit de base donnent une répresentation conceptuelle des dynamiques d'étiage observées.

interannuelles du débit de base donnent une répresentation conceptuelle des dynamiques d'étiage observées.
Nous appliquons ici une méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme à quatre sous-bassins du bassin de
l'Huisne et une analyse de la mémoire de la piézométrie par régression linéaire sur sept piézomètres représentant

trois grandes formations aquifères. Les résultats montrent une corrélation entre les mémoires des débits et des
 piézomètres, en mettant notamment en exergue la longue mémoire de la nappe des sables du Perche.

22 MOTS CLEFS : relation surface-souterrain, compartimentation du cycle de l'eau, dynamiques temporelles

23

24

25

1

2

3 4

5

6

7 8

Characterising catchments' memory through a crossover approach between piezometry and hydrograph separation

Intensity and duration of low-flow events depend not only on climatic conditions during the current hydrological year. Wetness or dryness of past years may have an influence on observed flow during droughts, especially in catchments where low-flows depend on aquifers. Understanding this multiyear memory phenomenon is key to explain drought dynamics.

Two approaches are considered to evaluate this memory effect. First, the multiyear dynamics of piezometers are 30 compared to yearly climatic fluctuations, in catchments where low-flows are known to be dependent on aquifer 31 storage. Second, hydrographs are decomposed into a slow component, called baseflow, and a quick component, 32 called quickflow. Multiyear fluctuations of baseflow are a conceptual descriptor of observed low-flow dynamics. 33 In this article, we apply a conceptual hydrograph separation method to four catchments in the Huisne basin and 34 we analyse the memory of seven piezometric time series through a linear regression. These piezometers represent 35 the dynamics of three major aquifers in the basin. Results show a correlation between streamflow and piezometer 36 memory. In particular, the long memory of the Perche sands aquifer is highlighted. 37

38 **KEY WORDS:** groundwater-surface relationship, water cycle decomposition, temporal dynamics

39 I INTRODUCTION

Alors que les épisodes de crues sont généralement dominés par des dynamiques saisonnières, voire infra-40 saisonnières, les sécheresses et les épisodes d'étiage qui les accompagnent sont par essence des phénomènes 41 longs, reposant sur des échelles de temps annuelles ou pluriannuelles. Bien souvent, c'est la suite de plusieurs 42 43 années sèches qui, dans les grands bassins versants, est à l'origine de débits observés historiquement bas : l'étiage exceptionnel de la Seine de 1974 fait suite à trois années (1971, 1972 et 1973) largement déficitaires 44 en précipitations, alors que l'année 1974 a connu une pluviométrie supérieure à la normale. À l'inverse, la 45 sécheresse de l'année 2015 dans le bassin de la Seine, avec une pluviométrie inférieure de 15% à la normale, 46 n'a pas donné lieu à un étiage très sévère : les trois années précédentes étaient excédentaires en précipitations. 47

48 Ces considérations rapides sur la Seine mériteraient une analyse plus approfondie des phénomènes 49 particuliers à l'œuvre dans ces deux sécheresses : en particulier, la mise en service des lacs-réservoirs Marne

et Aube entre les deux épisodes ne permet pas de les comparer aussi directement. Mais elles mettent en exergue 50 un phénomène crucial dans la compréhension des étiages : la mémoire des bassins versants, i.e. l'influence de 51 l'aléa climatique des années antérieures sur le débit de l'année considérée. Cette mémoire est directement liée 52 au temps de séjour de l'eau dans le bassin versant : si la pluie est susceptible d'être stockée plus d'un an avant 53 son arrivée dans le cours d'eau, alors les années antérieures auront une influence sur le débit observé. Or, un 54 séjour prolongé de l'eau précipitée - en-dehors de bassins fortement influencés - ne s'effectue pas en surface, 55 mais bien dans des aquifères connectés au cours d'eau considéré. La mémoire sera donc d'autant plus longue 56 que le bassin versant est doté d'aquifères de grande capacité. 57

Le débit d'un cours d'eau est classiquement divisé en deux composantes : le débit de surface ou débit rapide, issu de précipitations récentes et donc gouverné par des échelles de temps courtes, et le débit de base, au temps de réponse plus long et porteur des aléas climatiques plus anciens – c'est-à-dire de la mémoire du bassin versant. Or, séparer ces composantes d'un hydrogramme reste ardu et n'est pas un problème nouveau en hydrologie. De nombreuses méthodes ont déjà été développées ; on les classe en trois grandes catégories.

Les méthodes numériques sont issues du traitement du signal, sans volonté de représenter les processus 63 hydrologiques à l'œuvre. Puisque l'on peut séparer les composantes haute et basse fréquence dans un signal 64 donné, il est possible de le faire sur un hydrogramme : le débit de base est issu d'un filtrage numérique passe-65 bas de la chronique de débit ; l'inverse de la fréquence caractéristique du filtre donne, par exemple, le temps 66 de réponse recherché [El Janyani et al., 2012; Duvert et al., 2015]. Plusieurs filtres numériques paraissent 67 adaptés au problème de la séparation du débit de base : minimum local en fenêtre glissante, filtrage numérique 68 récursif, moyenne mobile transformée... Ils nécessitent tous un ou plusieurs paramètres, dont la détermination 69 est difficile sans introduire de nouvelles hypothèses à chaque nouveau bassin versant considéré : il est donc 70 ardu d'en tirer des résultats quantitatifs objectifs échappant à l'arbitraire d'une séparation d'hydrogramme 71 « satisfaisante » pour le modélisateur. D'autres analyses de la dynamique des signaux hydrologiques se font 72 directement dans le domaine fréquentiel, par exemple via la transformée de Fourier ou la transformée en 73 ondelettes [Chen et al., 2004]. 74

Les méthodes physico-chimiques se fondent sur une hypothèse : si l'eau des précipitations possède une 75 76 caractéristique physico-chimique X_{prec}(t) variable dans le temps, alors la mesure de la caractéristique X_{riv}(t) de l'eau du cours d'eau est reliée à X_{prec}(t) par une fonction de transfert convolutive qui permet de déterminer le 77 temps de transfert du bassin versant et donc sa mémoire des précipitations [Hrachowitz et al., 2009]. Dans le 78 79 cas de la séparation d'hydrogramme, cette fonction de transfert est réduite à la somme d'un représentant du débit rapide et d'une fonction de transfert lissante donnant le X caractéristique de l'eau souterraine et donc le 80 débit de base. Ce schéma fonctionne dans le cas où X est une caractéristique passive de l'eau, comme la 81 concentration en une espèce chimique peu réactive (typiquement des ions comme Cl⁻) ou un isotope 82 suffisamment stable ; dans le cas de traceurs plus actifs comme l'oxygène dissout ou la température, le modèle 83 doit être mis en œuvre différemment [Pinder et Jones, 1969]. Ces méthodes présentent l'avantage de nécessiter 84 peu d'hypothèses fortes et de fournir des résultats objectifs ; cependant, elles requièrent des chroniques 85 complètes de données physico-chimiques sur les cours d'eau et les précipitations, qui sont bien plus 86 difficilement disponibles que les données hydroclimatiques. Leur mise en œuvre est donc limitée à certains 87 bassins instrumentés et n'est pas généralisable à une analyse de grande échelle. 88

Au-delà des deux classes de méthodes présentées ci-dessus, des méthodes conceptuelles de séparation 89 d'hydrogramme ont été développées ; elles sont fondées sur l'hypothèse qu'un réservoir conceptuel est une 90 bonne représentation de la partie d'un aquifère contribuant à un cours d'eau. Une longue décroissance du débit 91 92 en période de sécheresse, sans précipitation efficace, est donc assimilable à une vidange de ce réservoir conceptuel : il est alors possible, à partir de cette courbe de décroissance, de déterminer la fonction de sortie 93 du réservoir. La représentation la plus générale est celle d'un réservoir quadratique, dont le débit de sortie est 94 proportionnel au carré de son niveau de remplissage [Coutagne, 1948]. Une méthode originale est celle conçue 95 par Wittenberg et Sivapalan [1999] : il s'agit d'un filtrage conceptuel inversé, où l'hydrogramme est remonté 96 à l'aide de courbes de vidange du réservoir. Le niveau du réservoir augmente à mesure que la récession est 97 98 parcourue à l'envers et il est réinitialisé quand le pic de débit est atteint.

Ces diverses méthodes souffrent de deux principaux écueils : soit, comme les méthodes physico-chimiques, elles nécessitent des données particulières rarement disponibles ; soit elles nécessitent la détermination arbitraire de la valeur des paramètres par l'utilisateur, sans fondation sur un cadre hypothétique permettant d'objectiver cette paramétrisation, ce qui les rend difficilement utilisables comme outils d'analyse systématique. L'analyse de la mémoire ne nécessite pas un procédé incontestable de séparation d'hydrogramme, mais elle requiert objectivité et reproductibilité.

Puisque les aquifères jouent un rôle majeur dans les phénomènes de mémoire, une évaluation de celle-ci peut 105 également se faire directement via l'analyse des chroniques piézométriques : si la nappe répond aux 106 précipitations et si sa hauteur est corrélée au débit de base, alors sa mémoire est un bon proxy pour celle du 107 bassin versant. La mémoire peut être simplement évaluée par régression linéaire entre la piézométrie et les 108 précipitations passées. Cette approche est limitée par la disponibilité dans le temps et dans l'espace des données 109 piézométriques et parfois par la représentativité de celles-ci ; c'est pourquoi le croisement avec la séparation 110 d'hydrogramme permettra une analyse de la mémoire d'un plus grand nombre de bassins versants, si les 111 résultats convergent là où piézométrie et débits sont disponibles. 112

Nous proposons dans cet article la mise en œuvre d'une méthode conceptuelle de décomposition, qui a fait 113 114 l'objet d'un article détaillé [Pelletier et Andréassian, 2020], basée sur le filtrage du débit par un réservoir conceptuel et la corrélation du débit de base obtenu avec des précipitations cumulées sur de longues périodes. 115 C'est à partir de l'idée d'un réservoir quadratique mis à jour [Wittenberg et Sivapalan, 1999] que nous avons 116 développé cette méthode. Les résultats de cette méthode mise en œuvre sur le bassin de l'Huisne sont ensuite 117 comparés à ceux d'une analyse linéaire de la relation entre piézométrie et précipitations efficaces. 118

Cet article est organisé comme suit : la partie II détaille la méthodologie de l'analyse mise en place : méthode 119 120 conceptuelle de séparation d'hydrogramme et analyse linéaire de la piézométrie ; la partie III présente les données utilisées dans une étude de cas d'un bassin versant français, celui de l'Huisne ; la partie IV présente 121 les résultats de cette étude de cas. 122

II MÉTHODES D'ESTIMATION DE LA MÉMOIRE 123

II.1 Méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme 124

Cette section résume le principe de la méthode conceptuelle de séparation d'hydrogramme. Une description 125 plus complète est disponible dans l'article original [Pelletier et Andréassian, 2020]. 126

La méthode développée est fondée sur l'hypothèse suivante : l'effet de mémoire et de lissage du bassin est 127 bien représenté par un réservoir conceptuel quadratique, dont la sortie représente la fraction du débit 128 129 assimilable au débit de base. Deux éléments pourront être tirés de cette séparation : l'indice de débit de base (baseflow index ou BFI) [Wilson, 1990], qui donne l'importance quantitative des phénomènes de long-terme 130 dans la dynamique du bassin ; le temps de réponse du bassin aux précipitations, soit un temps caractéristique 131 de la mémoire du bassin versant. 132

L'entrée du réservoir doit être un proxy de la recharge, i.e. l'ensemble des arrivées d'eau dans l'aquifère 133 relié au cours d'eau. Il est difficile de l'inférer directement sans un modèle de sol complet, qui ajouterait des 134 hypothèses à la méthode de séparation. Nous avons choisi d'utiliser une fraction linéaire du débit total, car 135 c'est une bonne image des précipitations efficaces et de la contribution au remplissage de la nappe quand celle-136 ci est basse ; de plus, c'est un proxy économe en nouvelles hypothèses. 137

Si l'on note O(t) le débit total mesuré en mm/jour, R(t) le débit de base en mm/jour, V(t) le niveau du réservoir 138 en mm, S le paramètre du réservoir en mm, β la fraction linéaire du débit en entrée et Δt le pas de temps égal 139 à 1 jour, le réservoir est gouverné par les équations (1) et (2) 140

- $\frac{dV}{dt} = \beta Q(t) R(t), \quad (1)$ $R(t) = \frac{V(t)^2}{S \Delta t}, \quad (2)$ 141
- 142

Il reste à intégrer ces équations pour en obtenir une formulation discrète et à définir pour cela des versions 143 discrètes des variables. À un pas de temps t, on note $V_t = V(t)$ le niveau du réservoir juste avant le début du 144 pas de temps t ; R_t le débit écoulé du réservoir pendant tout le pas de temps ; enfin, le débit βO_t est versé dans 145 le réservoir au tout début du pas de temps, de sorte que juste après le début du pas de temps t, le niveau du 146 réservoir est $V(t^+) = V_t + \beta Q_t \Delta t$. Après intégration, l'équation récursive discrète est donnée par l'équation 147 (3). 148

149
$$V_{t+\Delta t} = \frac{V_t + \beta Q_t \Delta t}{1 + \frac{V_t + \beta Q_t \Delta t}{s}}, \quad (3)$$

Il reste ensuite à écrire l'équation de bilan du réservoir pour calculer R_t , donnée par l'équation (4). 150

151
$$R_t = \beta Q_t - \frac{V_{t+\Delta t} - V_t}{\Delta t}, (4)$$

152 Ce procédé n'assure pas que le débit de base demeure une fraction du débit total, c'est-à-dire qu'il soit

toujours inférieur à ce dernier. Pour ce faire, lorsque le débit de base calculé R_t est supérieur au débit total Q_t , le niveau du réservoir est mis à jour afin que le débit de base soit égal au débit total. On obtient alors l'équation

155 (5) de mise à jour du niveau du réservoir.

$$V_t = \frac{1}{2}Q_t \cdot \Delta t \cdot \left(\sqrt{1 + \frac{4S}{Q_t \cdot \Delta t}} - 2\beta + 1\right),\tag{5}$$

157 Cette mise à jour diminue le niveau du réservoir. Une autre mise à jour annuelle est effectuée, avec 158 l'hypothèse que le débit de base correspond au moins une fois par an au débit total, lorsque le minimum annuel 159 du débit journalier est atteint ; cette deuxième mise à jour augmente le niveau du réservoir et permet ainsi de 160 compenser les autres mises à jour. On peut ainsi fermer le bilan en eau du modèle en ajoutant la contrainte 161 suivante :

162

156

$$\beta = BFI(\beta, S), \tag{6}$$

163 La méthode de séparation d'hydrogramme ainsi obtenue possède deux paramètres : S, la capacité du réservoir, en mm et β , sans dimension, la fraction du débit total contribuant au réservoir conceptuel. L'équation 164 6 permet de lier l'un à l'autre, mais β reste un paramètre qui ne peut être déterminé *a priori* ; il doit être calé à 165 partir d'un critère, de la même façon qu'un modèle hydrologique voit ses paramètres calés en maximisant un 166 critère comme celui de Nash-Sutcliffe (NSE) [Nash et Sutcliffe, 1970] ou celui de Kling-Gupta (KGE) [Gupta 167 et al., 2009]. Cependant, les critères classiques ne peuvent être utilisés, puisque le débit de base n'est pas une 168 grandeur mesurable pour laquelle on pourrait comparer des valeurs observées et des valeurs mesurées : il est 169 donc nécessaire de concevoir un nouveau critère. 170

Puisqu'il reflète la mémoire du bassin versant, le débit de base doit être corrélé à des précipitations efficaces anciennes. Un troisième paramètre est donc introduit, le temps de réponse τ du bassin versant. Le critère utilisé est la corrélation de Pearson entre les précipitations efficaces cumulées sur τ jours avant chaque pas de temps et le débit de base calculé au même pas de temps, ce qui, avec $P_{eff}(t)$ les précipitations efficaces journalières, est résumé sur l'équation (7).

$$Crit(S,\beta,\tau) = Corr_t (R_t(S,\beta), \sum_{k=t-\tau+1}^{\tau} P_{eff}(k)), \quad (7)$$

177

182

178 La figure 1 synthétise le principe de la méthode de séparation d'hydrogramme développée. Les précipitations 179 efficaces sont calculées au pas de temps journalier par la formule de Turc-Mezentsev [Turc, 1953 ; Mezentsev, 180 1955], donnée par l'équation (8), avec P(t) les précipitations journalières et ETP(t) l'évaporation potentielle

181 calculée avec la formule d'Oudin [Oudin, 2004].



Figure 1 : Principe de la méthode de séparation d'hydrogramme

$$P_{eff}(t) = P(t) \left(1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{P(t)^2}{ETP(t)^2}}} \right),$$
 (8)

183 II.2 Régression linéaire entre piézométrie et précipitations efficaces

184 La méthode développée ci-avant permet d'obtenir une évaluation de l'effet mémoire à partir de données de 185 surface, sans aucune considération hydrogéologique. Nous avons souhaité comparer ses résultats avec une 186 évaluation simple de la mémoire de l'aquifère relié au cours d'eau, au moyen d'une régression linéaire de 187 l'anomalie piézométrique annuelle avec les anomalies de précipitations annuelles précédentes. Si l'on note z(t)

la piézométrie à l'année t, \overline{z} la moyenne de z(t), $P_{eff}(t)$ la pluviométrie efficace à l'année t et $\overline{P_{eff}}$ la pluviométrie 188 efficace moyenne interannuelle, la régression est donnée par l'équation (9) : 189

 $\frac{z(t)}{\bar{z}} - 1 = \sum_{k=0}^{\mu} \alpha_k \left(\frac{P_{eff}(t-k)}{\overline{P_{eff}}} - 1 \right), \quad (9)$ 190

 μ , en années, est la profondeur de la régression ; les coefficients linéaires α_k sont des réels sans unité. La 191 valeur de μ est obtenue de façon itérative : on commence par $\mu = 0$ – donc un aquifère sans mémoire – et on 192 193 augmente d'un an : si le nouveau coefficient linéaire α_{μ} est significatif au sens du test de Student, alors on considère que l'aquifère a la mémoire de l'anomalie de précipitations de cette année-là. On augmente ainsi la 194 valeur de μ jusqu'à rencontrer un coefficient non significatif : la valeur finale de μ est un estimateur du nombre 195 d'années de mémoire de l'aquifère car elle représente le nombre d'années de variables climatiques nécessaires 196 pour estimer au mieux la piézométrie. 197

En raison de résidus fortement auto-corrélés, il est impossible de faire appel à une estimation linéaire 198 classique : une estimation généralisée des moindres carrés avec un modèle de résidus auto-régressif d'ordre 1 199 est utilisée [Box et al., 2016]. Il a fallu pallier le problème de mesures aberrantes et de données manquantes, 200 notamment en été, pour déterminer une valeur représentative de la piézométrie pour chaque année. La 201 piézométrie mensuelle maximale – donc la moyenne mensuelle la plus élevée de l'année –a été utilisée comme 202 valeur annuelle de z(t); la moyenne \bar{z} est calculée à partir de ces valeurs annuelles. 203

204 **II.3** Mise en œuvre des deux méthodes

Les calculs ont été réalisés avec le logiciel R et notamment le package airGR [Coron et al., 2017, 2020]; la 205 méthode de décomposition d'hydrogramme a été implémentée en utilisant le langage haute performance Rust 206 [Klabnik et Nichols, 2018], encapsulé dans un package R nommé baseflow et disponible sur l'archive CRAN 207 [Pelletier, 2020; Pelletier et Andréassian, 2020]. La régression linéaire a été entreprise au moyen du package 208 nlme [Pinheiro et al., 2020]. 209

III DONNÉES UTILISÉES 210

III.1 Présentation du bassin de l'Huisne 211

L'Huisne est un affluent en rive gauche de la Sarthe, situé donc dans le bassin de la Loire. À sa confluence, 212 son bassin versant est de 2 400 km² et sa longueur est de 164 km. Quatre stations hydrométriques de son bassin 213 versant ont été retenues pour cette étude : trois sur le cours de l'Huisne et une sur l'un de ses petits affluents, 214 la Rhône. À la station de Monfort-le-Gesnois (la plus en aval), le débit moyen interannuel est 13,1 m³/s, ce qui 215 donne une lame d'eau annuelle de 213 mm : l'Huisne est donc un cours d'eau peu abondant. Le tableau 1 216 résume les caractéristiques géographiques et hydrologiques des bassins. 217

Le bassin de l'Huisne est pertinent pour une étude de la mémoire de bassin versant car la majorité de sa 218 surface recouvre un aquifère crayeux ; une partie à l'amont est cependant hors de l'influence de cet aquifère 219 car sise sur des couches sédimentaires peu perméables en bordure des formations percheronnes. Les étiages 220 abondants - le rapport QMNA5/module est de 79 % - suggèrent en outre un fort rôle de soutien d'étiage de 221 l'aquifère. 222

Tableau 1 : caractéristiques des bassins versants pour les 4 stations hydrométriques. La part de surface sise sur des 223 224 formations perméables a été calculée à partir de la carte de Margat [Margat, 1980].

Station	Surface du bassin (km²)	Lame d'eau (mm/an)	Module (m3/s)	Part de surface sise sur des formations perméables	
Huisne à Montfort-le-Gesnois	1890	214	12,8	0,83	
Rhône à Nogent-le-Rotrou	79,0	221	0.55	0,59	
Huisne à Nogent-le-Rotrou	827	232	6,08	0,95	
Huisne à Réveillon	78,8	226	0,56	0,86	

III.2 Données utilisées 225

Les données de débits sont issues des stations hydrométriques de la banque Hydro [SCHAPI, 2015] ; les 226 données climatiques (précipitations, température) sont issues de la réanalyse SIM produite par Météo France 227 [Vidal et al., 2010], découpée selon les contours du bassin versant pour chaque station hydrométrique. 228

229 L'ensemble constitue la base HydroSafran hébergée et maintenue par INRAE [Delaigue et al., 2019]. Le

230 procédé de séparation d'hydrogramme étant inapplicable avec des valeurs manquantes de débit, celles-ci ont

231 été remplacées par des valeurs simulées par le modèle hydrologique global GR4J. Une plage de 20 ans de

données de débits (1998-2018) a été utilisée pour cette étude.

Les données piézométriques sont issues de la banque ADES [Chery et Cattan, 2003]. Les valeurs au pas de temps variable ont été agrégées au pas de temps annuel pour l'analyse présentée ci-avant.

235 IV RÉSULTATS

236 IV.1 Séparation d'hydrogramme

Les résultats de la séparation d'hydrogramme sur les quatre stations du bassin de l'Huisne sont exposés dans 237 le tableau 2 ci-dessous. Les valeurs de BFI trouvées sont plutôt hautes, ce qui suggère une contribution 238 239 relativement importante des éléments lents du bassin, dont les aquifères ; il y a cependant des disparités entre les sous-bassins analysés. Le BFI est globalement une fonction croissante de la part de formations perméables 240 dans le bassin : le bassin de la Rhône, qui ne comporte que 59 % de surface sur des formations aquifères (voir 241 tableau 1), a un BFI de 0,42, alors que l'Huisne à Nogent-le-Rotrou dont le bassin comporte 95 % de telles 242 formations – sables du Perche et calcaires du Malm – a un BFI plus élevé de 0,56. Il est plus étonnant que la 243 station aval de Montfort-le-Gesnois montre un BFI de 0,42, comme la Rhône, alors que la surface de son bassin 244 est à 83 % sise sur des formations aquifères. Cependant, la nature de ces formations diffère : la partie aval du 245 bassin est plus influencée par la craie séno-turonienne dont les caractéristiques diffèrent de celles des sables 246 du Perche et des calcaires du Malm. L'analyse piézométrique confirme ces différences (voir section IV.2). 247

Tableau 2 : détails des résultats de la séparation d'hydrogramme sur les quatre stations du bassin de l'Huisne : le *baseflow index* et le temps de réponse en jours.

Station	BFI	τ (jours)
Huisne à Montfort-le-Gesnois	0,42	945
Rhône à Nogent-le-Rotrou	0,42	655
Huisne à Nogent-le-Rotrou	0,56	165
Huisne à Réveillon	0,47	170

La figure 2 présente les hydrogrammes séparés pour les quatre stations : on voit que le débit de base est soumis à des variations interannuelles qui illustrent la mémoire du bassin versant, notamment après les années humides 2000 et 2001. À l'inverse, les années sèches entre 2005 et 2010 sont marquées par de faibles débits de base, alors que des précipitations ponctuelles provoquent des pics de débit moins pérennes qu'après des années humides.



Figure 2 : Résultats de la séparation d'hydrogramme. Débit observé en bleu, débit de base en orange. L'ordonnée est en échelle logarithmique.

256 Comme souligné dans l'article décrivant la méthode [Pelletier et Andréassian, 2020], les valeurs de τ sont

difficiles à interpréter. Elles sont plus élevées pour les bassins à faible BFI (τ de 2 à 3 ans) que pour les bassins

258 à faible BFI (t de 5 à 6 mois) ce qui soulignerait des mémoires moins intenses mais de plus longue durée.

259 IV.2 Analyse piézométrique

Sept stations piézométriques, disposant de plus de vingt ans de données, ont été sélectionnées et les niveaux 260 mesurés ont été agrégés au pas de temps annuel par la méthode du maximum des moyennes mensuelles. La 261 pluie efficace utilisée pour la régression linéaire est celle du bassin versant de la station hydrométrique la plus 262 en aval, à Montfort-le-Gesnois : il s'agit d'une approximation assez grossière compte tenu du gradient de 263 pluviométrie sur le bassin (d'environ 610 mm/an à l'aval contre 800 mm/an à l'amont), mais elle évite l'ajout 264 de complexité supplémentaire au modèle. Les calculs réalisés justifient l'emploi d'une régression aux moindres 265 carrés généralisés : en effet, le coefficient autorégressif des résidus calés par le modèle a été à chaque fois 266 267 supérieur à 0,4 - ce qui correspond à une autocorrélation significative.

Le tableau 3 montre les résultats de l'analyse : une station n'a montré aucune mémoire, trois stations ont montré une mémoire d'un an et trois autres ont montré une mémoire plus longue, de 2 à 5 ans. La formation des sables du Perche a la plus longue mémoire, loin devant le piézomètre sis dans les calcaires du Malm, qui a montré un an de mémoire et celui sis dans la craie, qui n'a pas de mémoire interannuelle. Ce dernier résultat est assez surprenant, la craie séno-turonienne pouvant avoir une mémoire très longue en Normandie ou en Picardie.

Tableau 3 : détail des résultats de l'analyse des séries piézométriques. Chaque station a été associée à une grande formation aquifère
 (sables du Perche, craie séno-turonienne ou calcaires du Malm). Les numéros de station font référence à la carte de la figure 3.

N° de station	1	2	3	4	5	6	7
Mémoire (an)	0	4	1	2	1	5	1
Formation	Craie	Sables	Sables	Sables	Calcaires	Sables	Sables

276

Ces résultats sont cohérents avec ceux de la séparation d'hydrogramme. L'Huisne à Nogent-le-Rotrou a un fort BFI et son bassin est dominé par les sables du Perche, qui ont une longue mémoire. Par ailleurs, les plus faibles BFI de l'Huisne à Montfort-le-Gesnois et de la Rhône peuvent être expliqué par l'influence de la craie et des calcaires du Malm, dont la mémoire interannuelle est courte. La figure 3 montre la configuration géographique et hydrogéologique du bassin ainsi que les résultats de l'analyse piézométrique.

282 V CONCLUSION

Les deux méthodes d'évaluation de la mémoire d'un bassin versant exposées dans ce travail ne donnent pas 283 d'emblée des résultats absolument semblables : pour la séparation d'hydrogramme, les difficultés numériques 284 d'optimisation du critère de corrélation rendent difficile la production de résultats stables et transférables, dans 285 l'état actuel de l'algorithme : il est par exemple possible que les résultats exposés ci-avant soient des optima 286 locaux du critère et non son maximum global. Pour la piézométrie, la difficulté est plutôt à chercher du côté 287 des données : nous avons contourné le problème des données manquantes et du bruit d'observation en prenant 288 le maximum annuel des moyennes mensuelles comme valeur de référence, mais un indicateur plus à même de 289 représenter l'état annuel d'un aquifère reste encore à concevoir. 290

Il reste que les méthodes présentées et mises en œuvre dans ce travail sont faciles à mettre en place et à 291 interpréter. Leurs résultats sont cohérents avec le contexte hydrogéologique connu du bassin versant de 292 l'Huisne et elles ont réussi à mettre en exergue la diversité des comportements hydrologiques au sein de celui-293 ci, que ce soit entre les différents sous-bassins représentés par les quatre stations hydrométriques ou entre les 294 stations de mesure piézométrique, qui ne portent pas toutes la même information : certaines ont déjà oublié la 295 pluie de l'an dernier alors que d'autres gardent cinq ans de mémoire hydroclimatique. La comparaison a permis 296 en outre de corréler ces différences de comportement entre elles : les bassins versants à longue mémoire sont 297 298 liés à l'aquifère à longue mémoire des sables du Perche.

Une version améliorée des deux méthodes présentées ici permettrait donc de construire de façon automatique et systématique une information a priori sur le comportement des bassins versants jaugés en étiage et en particulier sur la nécessité ou non de prendre en compte les dynamiques pluriannuelles dans un modèle de prévision. Une analyse plus approfondie de l'information piézométrique et de son apport dans l'estimation des réserves en eau d'un bassin versant en récession permettra d'envisager l'intégration de cette information dans les modèles hydrologiques de surface utilisés en prévision des étiages.



306

307

Figure 3 : Carte du bassin de l'Huisne. Contexte hydrogéologique et résultats de l'application des deux méthodes. Les numéros des piézomètres correspondent à ceux du tableau 3.

308 VI REMERCIEMENTS

Nous remercions Olivier DELAIGUE (INRAE), Benoit GENOT (INRAE) et Pierre NICOLLE (Université
Gustave Eiffel) pour l'aide qu'ils nous ont apportée dans ce travail, notamment pour l'utilisation des données
hydroclimatiques. Nous remercions également Denis MERIGOUX (INRIA) et Olivier DELAIGUE pour leur
assistance dans l'écriture et la mise en œuvre des codes de calcul. Nous souhaitons également remercier Jose
TUNQUI NEIRA (Sorbonne Université) pour son aide dans la revue bibliographique.

314 VII RÉFÉRENCES

315 Box G.E.P., JENKINS G.M., REINSEL G.C., et LJUNG G.M., (2016) - *Time series analysis: forecasting and control*, Fifth editionHoboken,

316 New Jersey, John Wiley & Sons, Inc.

- CHEN Z., GRASBY S.E., et OSADETZ K.G., (2004) « Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate
 aquifer, southern Manitoba, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 290, n° 1-2 : 43-62.
- CHERY L. et CATTAN A., (2003) « ADES : la banque de données nationale sur les eaux souterraines », La Houille Blanche,
 n° 2 : 115-119.
- CORON L., DELAIGUE O., THIREL G., PERRIN C., et MICHEL C., (2020) airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation Runoff Modelling. R package version 1.4.3.65. DOI: 10.15454/EX11NA. URL: https://CRAN.R-project.org/package=airGR.
- CORON L., THIREL G., DELAIGUE O., PERRIN C., et ANDRÉASSIAN V., (2017) « The suite of lumped GR hydrological models in an R
 package », *Environmental Modelling & Software*, vol. 94 : 166-171.
- COUTAGNE A., (1948) « Les variations de débit en période non influencée par les précipitations Le débit d'infiltration (corrélations
 fluviales internes) 2e partie », *La Houille Blanche*, n° 5 : 416-436.
- 327 DELAIGUE Olivier, GENOT Benoît, BOURGIN Pierre-Yves, BRIGODE Pierre, et LEBECHEREL Laure, Base de données hydroclimatique à
 328 l'échelle de la France, 2020, INRAE.
- DUVERT C., JOURDE H., RAIBER M., et COX M.E., (2015) « Correlation and spectral analyses to assess the response of a shallow
 aquifer to low and high frequency rainfall fluctuations », *Journal of Hydrology*, vol. 527 : 894-907.
- EL JANYANI S., MASSEI N., DUPONT J.-P., FOURNIER M., et DÖRFLIGER N., (2012) « Hydrological responses of the chalk aquifer to
 the regional climatic signal », *Journal of Hydrology*, vol. 464-465 : 485-493.
- GUPTA H.V., KLING H., YILMAZ K.K., et MARTINEZ G.F., (2009) « Decomposition of the mean squared error and NSE performance
 criteria: Implications for improving hydrological modelling », *Journal of Hydrology*, vol. 377, n° 1-2 : 80-91.
- HRACHOWITZ M., SOULSBY C., TETZLAFF D., DAWSON J.J.C., et MALCOLM I.A., (2009) « Regionalization of transit time estimates in
 montane catchments by integrating landscape controls », *Water Resources Research*, vol. 45, n° 5.
- 337 KLABNIK S. et NICHOLS C., (2018) The Rust programming language, San Francisco, No Starch Press, Inc.
- 338 MARGAT J., (1980) Carte hydrogéologique de la France : systèmes aquifères, Orléans, BRGM.
- 339 MEZENTSEV V., (1955) « Back to the computation of total evaporation (Ещё раз о расчете среднего суммарного испарения) »,
 340 *Meteorologia i Gidrologia Метеорология и Гидрология*, vol. 5 : 24-26.
- NASH J.E. et SUTCLIFFE J.V., (1970) « River flow forecasting through conceptual models part I A discussion of principles »,
 Journal of Hydrology, vol. 10, n° 3 : 282-290.
- OUDIN L., (2004) Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global,
 ENGREF (AgroParisTech).
- 345 PELLETIER Antoine, 2020, baseflow: Computes Hydrograph Separation, R package version 0.12.0, doi: 10.15454/Z9IK5N, INRAE.
- PELLETIER A. et ANDRÉASSIAN V., (2020) «Hydrograph separation: an impartial parametrisation for an imperfect method »,
 Hydrology and Earth System Sciences, vol. 24, n° 3 : 1171-1187.
- PINDER G.F. et JONES J.F., (1969) « Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total
 runoff », *Water Resources Research*, vol. 5, n° 2 : 438-445.
- 350 PINHEIRO J., BATES D., DEBROY S., et SARKAR D., (2020) nlme: Linear and Nonlinear Mixed Effects Models, .
- 351 SCHAPI, (2015) Banque Hydro, http://hydro.eaufrance.fr/ (consulté le 5 mars 2019).
- TURC L., (1953) Le Bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement, Institut national de la
 recherche agronomique, Paris.
- VIDAL J.-P., MARTIN E., FRANCHISTÉGUY L., BAILLON M., et SOUBEYROUX J.-M., (2010) « A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system », *International Journal of Climatology*, vol. 30, n° 11 : 1627-1644.
- WILSON E.M., (1990) «Surface Runoff», *in* E. M. Wilson (dir.), *Engineering Hydrology*, London, Macmillan Education UK: 111-149.
- 358 WITTENBERG H. et SIVAPALAN M., (1999) « Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and 359 baseflow separation », *Journal of Hydrology*, vol. 219, n° 1 : 20-33.