

LA CRUE DU LOING DE JUIN 2016 ÉTAIT-ELLE EXCEPTIONNELLE ?

Cédric REBOLHO⁽¹⁾, Vazken ANDRÉASSIAN⁽¹⁾,
Ioannis TSOUKALAS⁽²⁾, Andreas EFSTRATIADIS⁽²⁾

⁽¹⁾Irstea, Antony, France - e-mail: cedric.rebolho@irstea.fr

⁽²⁾NTUA (Université Nationale Technique d'Athènes), Grèce

L'épisode pluvieux qui a touché la France ainsi qu'une partie de l'Europe entre le 30 mai et le 6 juin 2016 a engendré le débordement de nombreuses rivières des bassins de la Seine et de la Loire. Les inondations qui en ont résulté ont marqué les esprits, notamment sur le bassin versant du Loing, où le niveau de référence (janvier 1910) a été dépassé pour la première fois. En effet, la combinaison de la saturation des sols due aux précipitations du mois de mai et du fort cumul de pluie entre le 30 mai et le 6 juin (130 mm) a engendré un débit de pointe avoisinant les $450 \text{ m}^3/\text{s}$ dont l'influence s'est fait sentir jusqu'à Paris avec des inondations sur l'ensemble du réseau principal.

L'objectif de cette étude est d'explorer les limites des méthodes usuelles du calcul de la période de retour d'événements statistiquement rares. Le bassin du Loing a en effet présenté un rendement inhabituellement élevé pendant cet événement, qui s'explique par la forte saturation des sols. La période de retour, quant à elle, varie fortement selon la méthode utilisée. L'ajustement des lois de Gumbel et GEV sur les données observées donne des estimations variant de 260 à 2 400 ans, tandis que la simulation de longues séries de débits à l'aide d'un générateur de pluie et d'un modèle hydrologique journalier (GR4J) donne une période de retour empirique d'environ 1 000 ans. Cette grande variabilité illustre la difficulté de l'extrapolation vers des fréquences extrêmes ainsi que la difficulté des modèles à reproduire de tels événements extrêmes.

MOTS CLEFS : Période de retour – Précipitations - Crue

June 2016 flood event on the Loing catchment : was it exceptional?

A heavy rainfall event affected the northern center part of France from May 30 to June 6, 2016, leading to a general overflowing of rivers in the Seine and Loire catchments. The resulting inundations exceeded the previous records on some catchments, such as the River Loing where the water height of January 1910 was outreached for the first time. This event results from the combination of an extremely wet month of May and a rainfall accumulation of 130 mm in one week which led to a daily peak flow of $450 \text{ m}^3/\text{s}$ on this catchment.

The main goal of this study is to show the limitations of standard methods for the estimation of return periods of extreme events. Usually, statistic laws such as Gumbel or GEV are used to calculate such return periods. However, various fitting methods exist and can be used to assess the parameters of the theoretical laws. In this study, we found that depending on the methodology, the return period varies from 260 to 2 400 years when using the observed discharges. To address this issue we simulated a long series of streamflows by coupling a rainfall generator and the conceptual hydrological model GR4J. The empirical return period given by the models is 1 000 years. But in this case, we also have the uncertainties of the two models, particularly the hydrological model which struggles reproducing the non-linearities of the catchment behaviour especially when modelling extreme events. This is why it is difficult to assign a single value to the return period of extreme events when only a range is available.

KEY WORDS: Return period – Precipitations – Flood

I INTRODUCTION

L'épisode pluvieux qui a touché la France ainsi qu'une partie de l'Europe entre le 30 mai et le 6 juin 2016 a engendré le débordement de nombreuses rivières des bassins de la Seine et de la Loire. Les inondations qui en ont résulté ont marqué les esprits, notamment sur le bassin versant du Loing, où le niveau de référence (janvier 1910) a été dépassé pour la première fois. En effet, la combinaison de la saturation des sols due aux précipitations du mois de mai et du fort cumul de

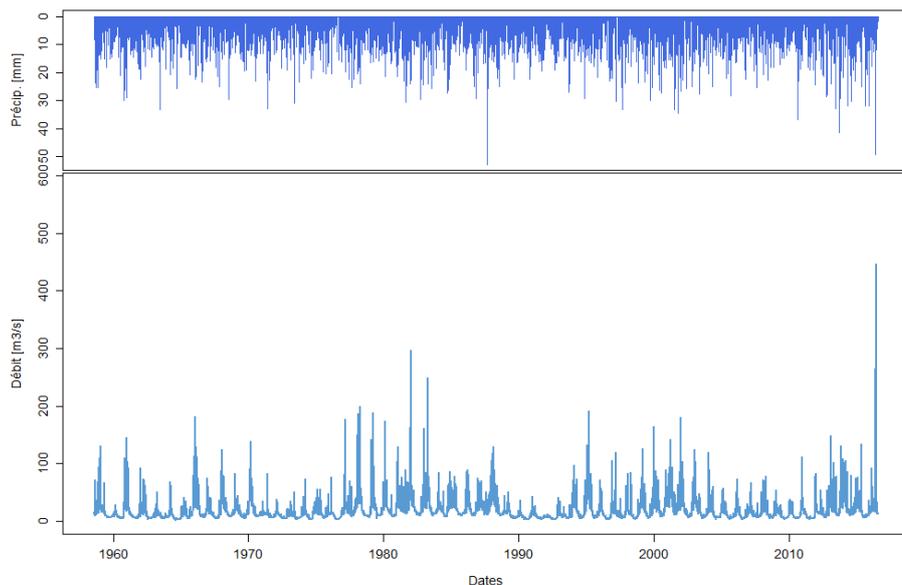
50 pluie entre le 30 mai et le 6 juin (130 mm) a engendré un débit de pointe avoisinant les 450 m³/s et
51 des inondations sur l'ensemble du réseau principal.

52 Cette étude cherche à quantifier la rareté d'un tel évènement sur le bassin du Loing à l'aide de
53 méthodes statistiques usuelles (lois de Gumbel et GEV) appliquées aux données observées depuis
54 60 ans sur le bassin. La simulation d'une longue période de données de débits (près de 10 000 ans) à
55 l'aide d'un modèle hydrologique et d'un simulateur de pluie permettra de s'affranchir des
56 extrapolations pour déterminer une fréquence empirique. Ces différentes configurations permettront
57 également de tester la pertinence des méthodologies habituellement utilisées dans ce type
58 d'exercice.

59 II DESCRIPTION DE L'ÉVÈNEMENT

60 II.1 Chroniques de pluies et de débits

61 La chronique de débits pour la station du Loing à Épisy (H3621010) commence en 1949, mais par
62 souci d'homogénéité avec les séries de pluies disponibles, nous ne l'avons utilisée dans cette étude
63 qu'à partir du 01/08/1958 et jusqu'au 31/07/2016, soit près de 60 ans de données (Figure 1). Elle est
64 issue de la banque HYDRO [Leleu *et al.*, 2014]. Les données de pluies sur cette période sont issues
65 de la base SAFRAN de Météo France [Vidal *et al.*, 2010], et ont été agrégées sur le bassin. La
66 période choisie rassemble l'entièreté de la concomitance entre les données de pluies et de débits.
67



68 **Figure 1 - Série temporelle des pluies et débits observés.** Chroniques journalières de pluies et de
69 débits pour la station H3621010 (Loing à Épisy) de 1958 à 2016 (banque HYDRO).
70

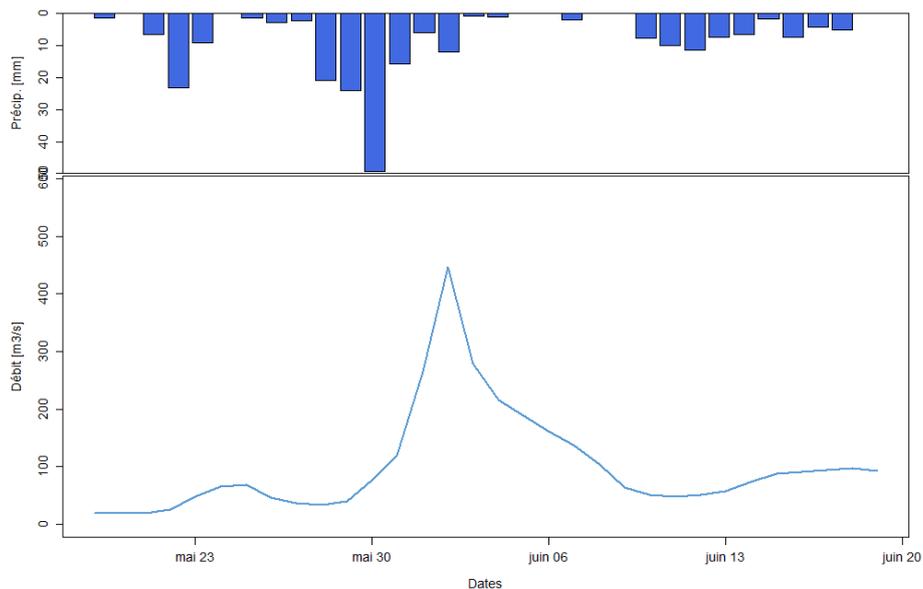
71
72 Il est important de souligner que comme c'est presque toujours le cas en hydrométrie les principaux
73 pics de crue observés sur cette période sont estimés, et comportent donc leur lot d'incertitudes. Pour
74 ce qui est du débit de pointe de la crue de 2016, un jaugeage a été réalisé et sa valeur a été
75 expertisée par la DREAL (même si la banque hydro le mentionne encore comme « provisoire »).

76 Le débit maximal observé avoisine les 450 m³/s (2016) tandis que les deuxième et troisième plus
77 forts débits sont évalués à environ 300 et 250 m³/s (1982 et 1983 respectivement). En ce qui
78 concerne les précipitations, le maximum observé à l'échelle du bassin est de 53 mm (1987), mais ne
79 correspond pas à un évènement très fort en termes de débits. Le deuxième plus gros cumul
80 journalier est de 50 mm et concerne l'évènement de mai-juin 2016.

81 Pour répondre à la question-titre de notre article, l'idéal serait bien sûr de disposer de chroniques
82 observées de débits (ou au moins de hauteurs) sur des périodes historiques, et en des sites dont la
83 morphologie n'aurait pas changé. Malheureusement, Champion (1859) commence son chapitre
84 consacré au Loing en affirmant que « nous n'avons aucune connaissance des grandes crues du
85 Loing en deçà de la seconde moitié du 18^{ème} siècle ». Pour ce qui est des crues récentes, il
86 mentionne trois évènements débordants à Nemours en 1658, 1698 et 1711 sans qu'il soit possible
87 de lier quelques hauteurs à une échelle limnimétrique d'une station connue. Nous devons donc nous
88 contenter des données de la longue série d'Épisy, depuis 1949.
89

90 II.2 Évènement de mai-juin 2016

91 L'épisode pluvio-orageux a débuté le 30 mai sur le Centre et la région parisienne, touchant
92 majoritairement les bassins de la Seine et de la Loire. Ce sont, du 30 mai au 6 juin, près de 130 mm
93 de précipitations qui sont tombés sur le bassin du Loing, et jusqu'à 180 mm sur Paris et Orléans
94 [CCR, 2016]. Ces pluies intenses, combinées avec une forte saturation des sols due aux
95 précipitations antécédentes (200 mm au cours du mois de mai), ont entraîné une réponse rapide des
96 cours d'eau. Les crues ont causé la mort de quatre personnes, en ont blessé 24 et ont coûté 1,4
97 milliard d'euros en termes de dégâts. Au total, ce sont près de 1150 communes qui ont été déclarées
98 en état de catastrophe naturelle, les compagnies d'assurances ayant dénombré 182 000 sinistres
99 [CCR, 2016].



100
101 **Figure 2 - Hydrogramme de la crue de mai-juin 2016.** Hydrogramme journalier pour la station
102 H3621010 (Loing à Épisy) lors de l'évènement débordant de fin mai – début juin 2016. Le débit a
103 atteint les 447 m³/s pour un cumul d'environ 130 mm sur le bassin.
104

105 À la station du Loing à Épisy, située à 10 km de la confluence avec la Seine, la crue a commencé
106 dès le 30 mai, avant d'atteindre un débit maximal estimé à 447 m³/s (soit 9,86 mm/j, Figure 2). La
107 décrue est entamée à partir du 3 juin, le débit de base n'étant retrouvé que le 10 juin.

108 Il est à noter que le débit instantané mesuré est de 485 m³/s, avec une incertitude de ±100 m³/s
109 estimée à l'aide de la méthode BaRatin (Le Coz *et al.*, 2013).

110 III PÉRIODE DE RETOUR DE L'ÉVÈNEMENT

111 III.1 Éléments de théorie

112 III.1.1 Loïs statistiques

113 Il existe différentes méthodes permettant d'estimer les quantiles rares de la distribution des débits
114 maximaux annuels. Le projet ExtraFlo (2009-2013, programme RiskNat de l'ANR) s'est intéressé à
115 la prédétermination des valeurs extrêmes de pluies et de crues et a ainsi cherché à mettre en lumière
116 les différences entre ces méthodes dans le but de fournir des recommandations pratiques concernant
117 leur robustesse [Lang *et al.*, 2014]. Parmi les méthodes étudiées et comparées se trouvaient des lois
118 statistiques, des couplages simulateur d'averses / modèle hydrologique ou encore une analyse
119 d'informations historiques sur les crues. La loi de Gumbel, cas particulier de la loi d'extremum
120 généralisée ou loi GEV (*generalized extreme values*), est classiquement utilisée pour ce type de
121 calculs [Hingray *et al.*, 2009], et si ExtraFlo a permis de montrer qu'elle était inadaptée en milieu
122 méditerranéen [Renard *et al.*, 2012], il a été confirmé qu'elle convenait bien au Nord de la Loire, et
123 donc a priori pour le bassin versant du Loing. Néanmoins, pour la suite de l'étude, nous utiliserons
124 aussi bien la loi de Gumbel que la loi GEV, afin de comparer les résultats fournis par ces deux
125 méthodes.

126 La loi GEV ((1) : densité de probabilité; (2) : fonction de répartition) sert principalement à
127 représenter les distributions de valeurs extrêmes, que ce soit des minimums ou des maximums. Elle
128 possède trois paramètres : a , paramètre de position, b , représentant la dispersion ($b > 0$) et c le
129 paramètre de forme qui caractérise la queue de la distribution.

$$130 f(x) = \frac{1}{b} \cdot \left[1 + c \left(\frac{x-a}{b} \right) \right]^{(-1/c)-1} \cdot \exp \left\{ - \left[1 + c \left(\frac{x-a}{b} \right) \right]^{\frac{1}{c}} \right\} \quad (1)$$

$$131 F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) = \exp \left\{ - \left[1 + c \left(\frac{x-a}{b} \right) \right]^{\frac{1}{c}} \right\} \quad (2)$$

132 La loi de Gumbel ((3) : densité de probabilité; (4) : fonction de répartition) correspond au cas
133 $c \rightarrow 0$, qui n'est pas défini et est donc déterminé comme une limite. Elle ne possède donc que deux
134 paramètres, a (paramètre de position) et b (paramètre d'échelle ou *gradex*), dont la détermination
135 est plus simple.

$$136 f(x) = \frac{1}{b} \exp \left[- \frac{x-a}{b} - \exp \left(- \frac{x-a}{b} \right) \right] \quad (3)$$

$$137 F(x) = \exp \left[- \exp \left(- \frac{x-a}{b} \right) \right] \quad (4)$$

138 III.1.2 Méthodes d'ajustement

139 Ajuster une loi consiste à estimer les valeurs des paramètres de cette loi à partir d'un échantillon
140 d'une variable aléatoire. Il existe différentes méthodes permettant d'ajuster une loi, et nous traiterons
141 ici trois d'entre elles : les moments, les L-moments et le maximum de vraisemblance. Pour les deux
142 premiers, il s'agit d'égaliser les valeurs des (L-)moments calculées à partir de l'échantillon et la
143 formule théorique en fonction des paramètres des lois (Tableau 1). Le moment d'ordre 1 est
144 l'espérance de l'échantillon $E(X)$ et celui d'ordre 2 est la variance $V(X)$. En ce qui concerne les L-
145 moments, on définit les L-moments d'ordres 1 et 2 :

$$146 l_1 = \binom{n}{1}^{-1} \sum_{i=1}^n x_i \quad (5)$$

$$147 l_2 = \frac{1}{2} \binom{n}{2}^{-1} \sum_{i=1}^n \left[\binom{i-1}{1} - \binom{n-i}{1} \right] x_i \quad (6)$$

149 **Tableau 1 - Formules des moments et L-moments.** Les paramètres des lois statistiques (GEV et
 150 Gumbel) sont estimés à partir de ces formules et des (L-)moments calculés à partir de l'échantillon
 151 considéré, avec $g_k = \Gamma(1 - k \cdot c)$.

Loi	Moyenne $E(X)$	Variance $V(X)$	L-moment l_1	L-moment l_2
GEV	$a - \frac{b}{c} + \frac{b}{c}g_1$	$\frac{b^2}{c^2}(g_2 - g_1)$	$a - \frac{b}{c}(1 - g_1)$	$\frac{b(2^c - 1)g_1}{c}$
Gumbel	$a + b\gamma$	$\frac{\pi^2}{6}b^2$	$a + b\gamma$	$b \ln 2$

152

153 Dans le cas de la loi de Gumbel, l'espérance et le L-moment d'ordre 1 ont la même valeur, et sont
 154 donc calculés de la même manière. La loi GEV, elle, a trois paramètres et nécessiterait donc
 155 l'utilisation des (L-)moments d'ordre 3. Cependant, pour cette étude, nous avons préféré fixer le
 156 paramètre c à l'aide d'une régionalisation de ce paramètre (voir Section III.1.3).

157 La troisième méthode, le maximum de vraisemblance, consiste à chercher les paramètres a et b (c
 158 étant fixé) maximisant la vraisemblance L :

$$159 \quad L = \prod_{i=1}^n f(x_i, a, b, c) \quad (6)$$

160

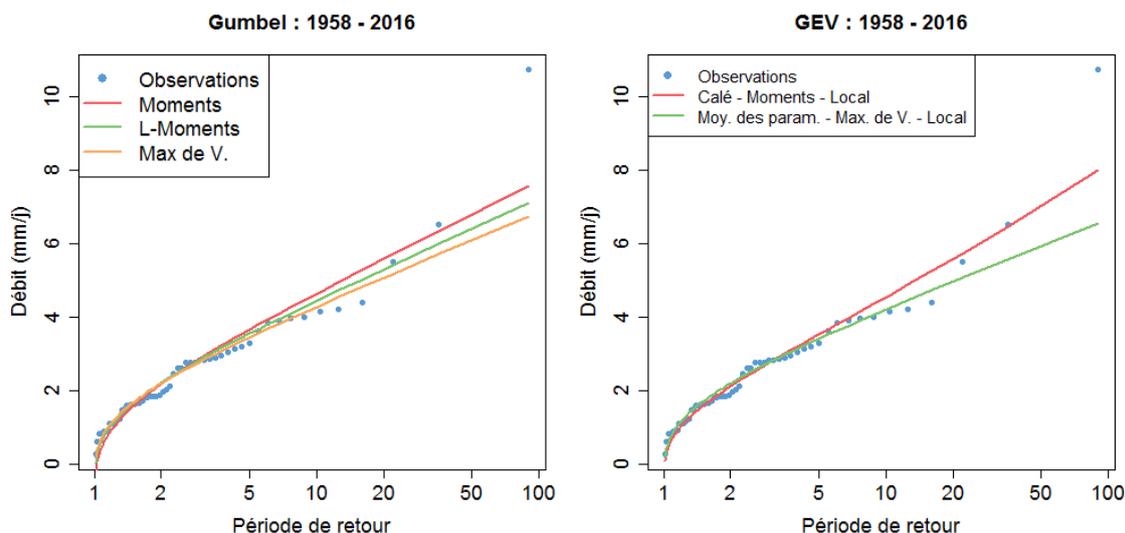
161 Plus précisément, nous travaillerons avec la log-vraisemblance $\ln(L)$, qui transforme le produit en
 162 somme et facilite le calcul des dérivées partielles en a et b , qu'il faut ensuite annuler. Pour la loi
 163 GEV la résolution ne peut être que numérique, il est donc nécessaire d'explorer l'espace des
 164 paramètres jusqu'à atteindre le maximum de la log-vraisemblance.

165 III.1.3 Régionalisation du paramètre de forme

166 Le paramètre de forme de la loi GEV est le plus difficile à estimer, alors que son rôle est
 167 primordial dans la détermination de la queue de la distribution. Pour cette étude, ce paramètre a été
 168 calculé par calage local à l'aide du maximum de vraisemblance et par calage bayésien avec un a
 169 priori sur le paramètre issu des valeurs calées sur les sites de la région [Kochanek *et al.*, 2014]. De
 170 plus, la même opération a été réalisée sur des bassins voisins, permettant la régionalisation du
 171 paramètre en prenant soit la moyenne des paramètres des bassins voisins (six bassins) soit en
 172 prenant la moyenne des lois obtenues pour chacun des bassins voisins (moyenne des sorties).

173 III.2 Ajustement sur les données observées

174 La manière la plus simple et la plus instinctive de déterminer la période de retour de la crue de
 175 mai-juin 2016 est d'ajuster une loi statistique sur la totalité de l'échantillon des débits observés, qui
 176 s'étend de 1958 à 2016. Nous travaillons ici en année hydrologique (du 01/09 au 31/08) et non en
 177 année civile. Les trois méthodes d'ajustement et les méthodes de régionalisations sont ainsi utilisées
 178 sur la série des débits maximaux ordonnés pour la loi GEV et la loi de Gumbel (Figure 3).



179

180

181 **Figure 3 - Ajustement des lois GEV et de Gumbel sur les données observées.** Les deux lois ont
 182 été ajustées à partir des trois méthodes citées (moments, L-moments et maximum de vraisemblance)
 183 en utilisant les 60 années de données observées disponibles sur la station du Loing à Épisy.

184

Concernant la GEV, seuls les ajustements formant l'enveloppe des 18 courbes sont présentés.

185

186 On remarque, Figure 3, que la pente de la queue des maximums de la distribution pour la loi GEV
 187 est légèrement plus forte que pour la loi de Gumbel, du moins pour le calage local du paramètre c et
 188 l'utilisation de la méthode des moments pour les deux autres paramètres.

189

190 **Tableau 2 - Périodes de retour en années de la crue du Loing de mai-juin 2016.** Les valeurs de
 191 la période de retour calculées à partir des données observées varient fortement en fonction de la loi,
 192 de la méthode d'ajustement et de la méthode de régionalisation utilisées.

Méthode / Loi	Gumbel	GEV					
		c calé		c régionalisé : Moy. des param.		c régionalisé : Moy. des sorties	
		Local	Bayésien	Local	Bayésien	Local	Bayésien
Moments	520	260	270	590	520	530	500
L-moments	920	330	340	1120	930	840	810
Max. de vrais.	1520	470	500	2400	2030	980	1260

193

194 Si l'on s'en tient à la méthode classique, la période de retour de l'évènement de mai-juin 2016 sur
 195 le Loing est estimée entre 520 et 1 520 ans (Tableau 2). En revanche, si on utilise la loi GEV, plus
 196 générale, avec calage du paramètre c , on obtient un intervalle réduit, entre 260 et 470 ans. Les
 197 méthodes de régionalisation se rapprochent plus de la loi de Gumbel, et amplifient l'incertitude
 198 selon la méthode (ex. 1800 ans d'incertitude pour la moyenne des paramètres avec calage local). Il
 199 ne semble donc pas y avoir un accord entre les lois et les méthodes, bien que pour la majorité
 200 d'entre elles, la période de retour soit située entre 500 et 2 000 ans.

201

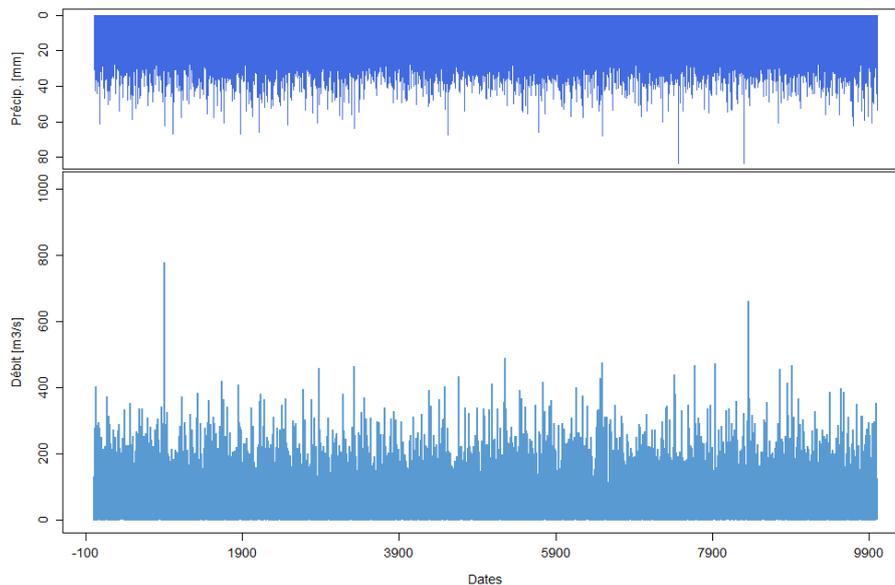
IV SIMULATION D'UNE LONGUE CHRONIQUE DE DÉBITS

202

203 En couplant un générateur de pluie à un modèle pluie-débit, il est techniquement possible de
 204 simuler une très longue série de débits et donc de s'affranchir de l'extrapolation nécessaire pour
 205 atteindre des valeurs exceptionnelles de débit. Ici, nous avons couplé un simulateur de pluie capable
 206 de préserver les corrélations et la fonction de distribution des données sur lesquelles il est fondé
 207 [Tsoukalas *et al.*, 2017, 2018] au modèle hydrologique GR4J [Perrin *et al.*, 2003], utilisé par le
 biais du package R airGR [Coron *et al.*, 2017a,b]. Afin de caler les paramètres du modèle

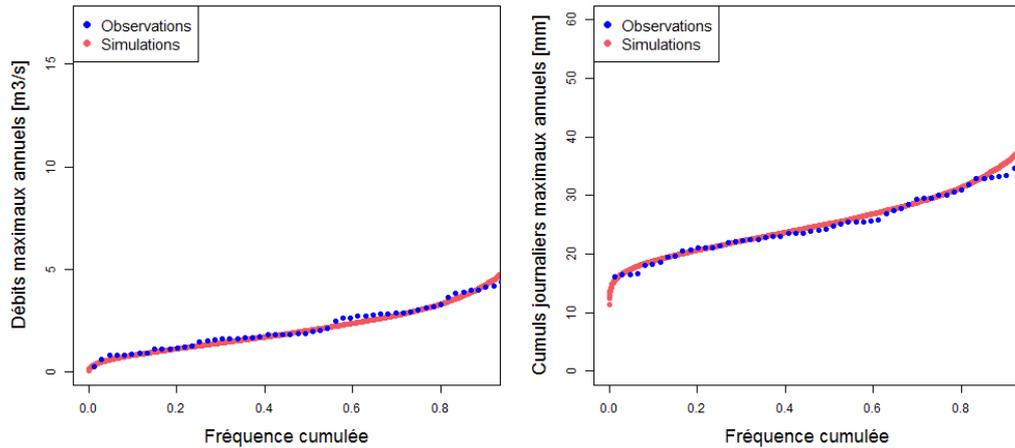
208 hydrologique, nous avons utilisé les données du Loing à Épisy sur la période 2010-2016, cette
209 configuration menant à la meilleure reproduction de la pointe de crue étudiée.

210 La Figure 4 présente les 9989 années fictives simulées. On remarque que les données de
211 précipitations simulées présentent de nombreux épisodes égalant ou dépassant celui de juin 2016.
212 Cependant, GR4J ne simule que dix évènements de crue supérieurs à celui observé en juin 2016, ce
213 qui confirmerait l'hypothèse d'une période de retour très élevée. En effet, le modèle hydrologique
214 représente bien la pointe de crue au calage, de telle sorte qu'on ne peut pas l'incriminer pour
215 « manque de réactivité », c'est donc que la configuration de mai-juin 2016 est au sens propre du
216 terme extra-ordinaire, combinant un mois de mai très pluvieux et donc des sols très humides à un
217 épisode pluvieux très intense, le tout impliquant un fort ruissellement. Si la période de retour du
218 cumul journalier des précipitations n'est estimée qu'autour de 100 ans, celle de la pluie cumulée sur
219 les cinq derniers jours approche les 1 000 ans.
220



221
222 **Figure 4 - Chroniques simulées de pluies et débits.** Près de 10 000 ans de débits ont été simulés à
223 l'aide d'un générateur de pluies et du modèle hydrologique GR4J.
224

225 La Figure 5 présente les distributions des cumuls journaliers de précipitations et des débits
226 observés et simulés. On observe que le simulateur de pluie ainsi que le modèle hydrologique
227 reproduisent parfaitement les distributions observées jusqu'à des fréquences de 0,9. Il est donc
228 possible de faire confiance aux simulations concernant leur représentativité vis-à-vis des
229 observations.



230

231

Figure 5 - Distribution des débits et cumuls journaliers maximaux pour les observations et les simulations. Si l'on observe un décalage entre les cumuls journaliers, les distributions des débits, elles, sont parfaitement cohérentes.

232

233

234

235

236

237

238

239

Grâce à la simulation de près de 10 000 ans de données de débits, il n'est plus nécessaire d'extrapoler au-delà des limites de la distribution à l'aide de lois statistiques. En effet, le débit observé pendant la crue de mai-juin 2016, qui a atteint les 9,86 mm/j, est dépassé à dix reprises dans la simulation de 10 000 ans. La période de retour empirique de la crue observée est ainsi d'environ 1 000 ans (Figure 6).

240

241

242

243

244

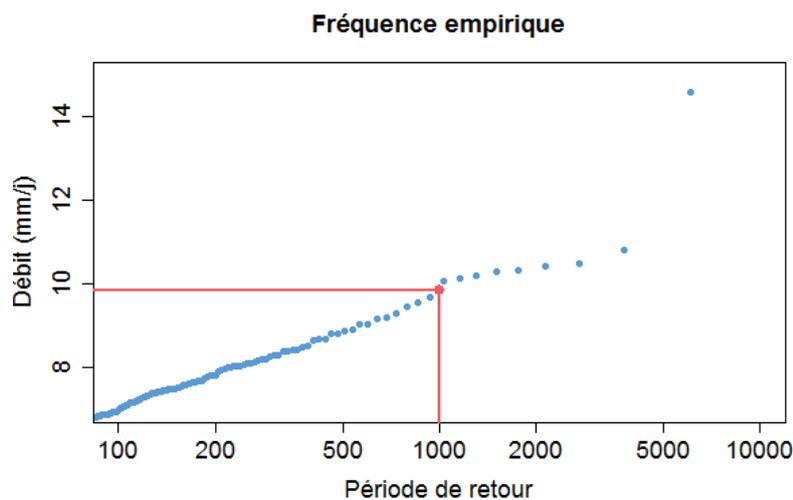
245

246

Il est possible de comparer ces résultats à ceux de la méthode SHYREG (Arnaud *et al.*, 2014) qui produit des quantiles de débits et précipitations à partir de la régionalisation d'un simulateur de pluie et d'un modèle hydrologique (GR) utilisé au pixel. Ainsi, pour la station d'Épisy, et pour le débit journalier maximal observé pendant la crue, SHYREG fournit une période de retour comprise entre 400 et 500 ans, ce qui s'approche des résultats que l'on obtient avec la loi GEV dans le cas d'un calage direct du paramètre de forme. Les autres méthodes, statistiques ou empiriques, fournissent en revanche des périodes de retour bien supérieures.

247

248



249

250

Figure 6 - Période de retour empirique de la crue de juin 2016. La période de retour est évaluée empiriquement selon sa fréquence d'apparition dans la simulation de près de 10 000 ans de données de débits.

251

252

253

254

256 V CONCLUSIONS

257 La crue qui a touché le bassin versant du Loing entre la fin du mois de mai et le début du mois de
 258 juin est le fruit de la conjonction d'un mois de mai extrêmement humide et d'un évènement pluvieux
 259 intense. Cette configuration exceptionnelle (qui plus est pour la saison), rend difficile l'évaluation
 260 de la période de retour associée à cette crue, notamment parce qu'il s'agit du débit le plus important
 261 jamais observé sur ce territoire.

262 Deux lois statistiques (Gumbel et GEV), trois méthodes d'ajustement et différentes méthodes de
 263 régionalisation ont néanmoins été utilisées pour évaluer cette période de retour en se fondant sur
 264 soixante ans de données observées. Si l'on s'intéresse simplement aux paramètres calés, la loi de
 265 Gumbel présente une incertitude d'environ 1000 ans, les estimations de la loi GEV variant, elles,
 266 dans un intervalle allant de 260 à 500 ans, que l'on peut rapprocher avec les estimations fournies
 267 par SHYREG (400/500 ans). Avec les méthodes de régionalisation, les incertitudes augmentent
 268 pour la loi GEV, proposant des périodes de retour allant de 500 ans à près de 2 400 ans. Pour ce qui
 269 est des méthodes de simulation combinant un générateur de pluie et un modèle hydrologique, elles
 270 présentent également une forte variabilité : SHYREG donne environ 500 ans, et le couplage GR4J-
 271 SPARTA présenté ici donne environ 1 000 ans. Il n'est bien sûr pas question de tirer une conclusion
 272 générale d'un seul cas, on peut juste mentionner que la méthode SHYREG diffère en ce qu'elle
 273 s'appuie sur un générateur de pluie régionalisé, au pas de temps horaire.

274 Que peut-on conclure ? D'une part que la crue du Loing est réellement une crue exceptionnelle au
 275 sens qu'elle sort de l'ordinaire, et qu'après tout, il importe peu de savoir si elle est *très rare* ou *très*
 276 *très rare*... Il s'agit cependant de la crue la plus forte jamais observée sur le bassin, et au vu de la
 277 période de retour calculée, elle mériterait d'être utilisée comme nouvelle crue de référence pour les
 278 Plans de Prévention du Risque Inondation (PPRI) sur le bassin.

279 Les méthodes usuelles de détermination des périodes de retour peinent grandement à se
 280 prononcer, et elles divergent. Pour aller plus loin, on pourrait bien sûr imaginer extraire plus de
 281 données observées, il est par exemple possible que des chroniques de hauteurs d'eau aient été
 282 conservées par le Service de Navigation de la Seine depuis le début du siècle. Mais il est
 283 improbable que le caractère exceptionnel de cet événement soit remis en question.

284

285 VI REMERCIEMENTS

286 Nous remercions Jean Odry (Irstea) pour son aide dans les calculs des paramètres de la loi GEV
 287 nous ayant permis de réaliser cette étude.

288 VII REFERENCES

289 Arnaud P., Aubert, Y., Organde, D., Cantet, P., Fouchier, C. et Folton, N. (2014) — Estimation de l'aléa
 290 hydrométéorologique par une méthode par simulation : la méthode SHYREG : présentation –
 291 performances – bases de données. *La Houille Blanche*, **2**:20-26.

292

293 Champion, M. (1859) — Les inondations en France du VI^e siècle à nos jours. Édition Valmont et
 294 Dunod, Paris.

295

296 CCR (2016). — Inondations de mai-juin 2016 en France – Modélisation de l'aléa et des dommages.
 297 Rapport technique, Service R&D modélisation – Direction des Réassurances & Fonds Publics.

298 Coron L., Perrin C. et Michel C. (2017a). — airGR : Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-
 299 Runoff Modelling. *R News*. R package version 1.0.5.12.

300 Coron L., Thirel G., Delaigue O., Perrin C. et Andréassian V. (2017b). — The suite of lumped GR
301 hydrological models in an R package. *Environmental Modelling & Software*, **94**:166-171.

302 Hingray B., Picouet C. et Musy A. (2009). — Hydrologie : Une science pour l'ingénieur. *Presses*
303 *polytechniques et universitaires romandes*.

304
305 Kochanek K., Renard B., Arnaud P., Aubert Y., LANG M., Cipriani T. et Sauquet, E. (2014). — A
306 data-based comparison of flood frequency analysis methods used in France. *Natural Hazards and*
307 *Earth System Sciences*, **14**: 295-308.

308
309 Lang M., Arnaud P., Carreau J., Deaux N., Dezileau L., Garavaglia F., Latapie A., Neppel L.,
310 Paquet E., Renard B., Soubeyroux J.-M., Terrier B., Veysseire J.-M., Aubert Y., Auffray A., Borchi
311 F., Bernardara P., Carre J.-C., Chambon D., Cipriani T., Delgado J.-L., Doumenc H., Fantin R.,
312 Jourdain S., Kochanek K., Paquier A., Sauquet E. et Trambly Y. (2014). — Résultats du projet
313 ExtraFlo (ANR 2009-2013) sur l'estimation des pluies et crues extrêmes. *La Houille Blanche*, **2**:5-
314 13.

315
316 Le Coz J., Chaleon C., Bonnifait L., Le Boursicaud, R. et Renard, B. (2013) — Bayesian analysis of
317 rating curves and their uncertainties : The BaRatin method. *La Houille Blanche*, **6**:31-41.

318
319 Leleu I., Tonnelier I., Puechberty R., Gouin P., Viquendi I., Cobos L., Foray A., Baillon M. et
320 Ndima P.-O. (2014). — La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à
321 disposition des données hydrométriques. *La Houille Blanche*, **2**:25-32.

322
323 Perrin C., Michel C. et Andréassian V. (2003). — Improvement of a parsimonious model for
324 streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, **279(1-4)**:275-289.

325
326 Renard B., Kochanek K., Arnaud P. et Lang M. (2012). — Comparaison des méthodes locales pour
327 l'estimation des crues extrêmes. Prédétermination des valeurs extrêmes de pluies et de crues
328 (EXTRAFLO). Rapport technique III.2, Irstea.

329
330 Tsoukalas I., Efstratiadis A. et Makropoulos C. (2017). — Stochastic simulation of periodic
331 processes with arbitrary marginal distributions. page 5, Rhodes, Greece.

332
333 Tsoukalas I., Efstratiadis A. et Makropoulos C. (2018). — Stochastic Periodic Autoregressive
334 to Anything (SPARTA) : Modeling and Simulation of Cyclostationary Processes With Arbitrary
335 Marginal Distributions. *Water Resources Research*, **54(1)**:16-185.

336
337 Vidal J.-P., Martin E., Franchistéguy L., Baillon M. et Soubeyroux J.-M. (2010). — A 50-year
338 high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of*
339 *Climatology*, **30(11)**:1627-1644.