



HAL
open science

Estimation des valeurs extrêmes de débit par la méthode Shyreg : Réflexions sur l'équifinalité dans la modélisation de la transformation pluie en débit.

Yann Y. Aubert

► **To cite this version:**

Yann Y. Aubert. Estimation des valeurs extrêmes de débit par la méthode Shyreg: Réflexions sur l'équifinalité dans la modélisation de la transformation pluie en débit.. Sciences de l'environnement. Doctorat de l'UPMC, 2012. tel-02606132

HAL Id: tel-02606132

<https://hal.inrae.fr/tel-02606132>

Submitted on 16 May 2020

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.

**Université Pierre et Marie Curie,
École Doctorale 389 Géosciences et Ressources Naturelles**

Thèse de doctorat

Estimation des valeurs extrêmes de débit par la méthode Shyreg

**Réflexions sur l'équifinalité dans la modélisation
de la transformation pluie en débit**

Yoann Aubert 2008-2011

**Thèse préparée à l'IRSTEA (Cemagref)
Groupe de Recherche en Hydrologie, centre d'Aix-en-Provence : RHAX**

JURY

M.Gaume Eric	IFFSTAR	Rapporteur
M.Lang Michel	IRSTEA	Rapporteur
M.Garçon Rémy	EDF-DTG	Examineur
M.Mouchel Jean-Mary	UMPC	Examineur
M.Ribstein Pierre	UMPC	Directeur de thèse
M.Arnaud Patrick	IRSTEA	Co-Directeur de thèse
M.Rigaudière Pierre	SAFEGE	Invité



Le lendemain de la crue du Réal du 15 Juin 2010 près de la commune des Arcs-sur-Argens

Résumé

La connaissance des débits de crue reste un axe de recherche important en hydrologie pour la conception des aménagements des cours d'eau, le dimensionnement des ouvrages de franchissement et la protection des zones urbaines.

L'équipe de recherche en hydrologie du Cemagref d'Aix-en-Provence a réalisée le développement d'une approche par simulation de scénarios de crue, fondé sur le couplage d'un générateur de chroniques de pluies horaires et d'un modèle de transformation de la pluie en débit. Cette approche, appliquée à l'échelle du kilomètre carré (simulation ponctuelle de chroniques de pluies et modélisation hydrologique sur petit bassin versant) permet la génération de multiples chroniques de pluies et de débits d'où l'on extrait des distributions de fréquences de leurs caractéristiques (pluie et débit maximums de différentes durées). Une fois régionalisée, l'approche fournit une cartographie de l'aléa pluvial et débimétrique à l'échelle de la France. Les débits à l'exutoire d'un bassin versant sont alors estimés par une règle d'agglomération des débits aux différents pixels qui constituent le bassin versant, prenant en compte l'abattement statistique de la pluie sur le bassin et l'abattement hydraulique dans le réseau de drainage. C'est le principe de la méthode Shyreg.

Le développement opérationnel a fait appel à des hypothèses successives de simplification qui ont été revues dans ce travail de thèse. L'objectif était donc d'apporter des améliorations à la modélisation pluie-débit utilisée afin de répondre aux problèmes suivants :

- quelle est la validité du domaine géographique d'application de la méthode ?
- quelle est la validité du domaine d'extrapolation fréquentielle de la méthode ?

Les différentes hypothèses dans la méthode ont toutes une interaction les unes avec les autres, ce qui rend leur étude particulièrement difficile. Une hiérarchisation des hypothèses a été faite, en fonction de leur caractère plutôt général (indépendant des bassins versants et soumis à un calage global), ou plutôt local (dépendant du bassin et soumis à un calage local). Dans ce contexte, on traite des points suivants:

- L'amélioration de la fonction d'agglomération des débits qui permet de passer du pixel à l'exutoire d'un bassin. La reformulation de cette règle d'abattement a permis d'élargir la gamme de superficie des bassins où la méthode reste applicable.
- La prise en compte d'un débit de base dans la modélisation hydrologique des crues a permis d'améliorer les performances en dehors de sa zone de développement (hors bassins méditerranéens).
- L'étude de l'équifinalité de certains paramètres a permis de proposer une extrapolation vers les fréquences rares, en fonction de différents critères. Cette approche « multi-critère » est un moyen de faire un choix sur les hypothèses les plus probables d'une méthode dans le cas particulier de l'extrapolation en fréquence, où il existe peu d'information pour valider.

Sur l'ensemble de ces points, on s'est appuyé sur un large échantillon de bassins versants regroupant l'ensemble des réponses hydrologiques possibles (bassin à influence méditerranéen, pluvio-nival, remontée de nappe). D'autre part, on dispose de quantiles de débit (pour les fréquences courantes et les fréquences extrêmes) issus de l'application d'autres méthodes que l'on a confronté avec les quantiles Shyreg.

Mots clefs : Approche par simulation, prédétermination des crues, équifinalité, abattement statistique, régionalisation

Abstract

Since 1995, French law has been requesting municipalities to achieve flood prevention plans thanks to flood frequency analysis (FFA). For hydraulic works (like bridges or dams spillways), the French legislation requires the building companies to design their infrastructure by taking into account the vulnerability of the surrounding and downstream areas for different return periods.

The Cemagref, now IRSTEA – French National Research Institute of Science and Technology for Environment and Agriculture – has developed an original flood prediction method based upon simulation. It implements:

- a hourly rainfall generator which consists of a stochastic rainfall model (based upon the geometric description of temporal rainfall signals),
- a lumped conceptual rainfall-runoff model.

The parameters of the rainfall generator and the rainfall runoff model are regionalized at the spatial resolution of 1 km² thus allowing the implementation of both models in each 1 km² pixel in the regionalized version, called Shyreg. Frequency distributions are then derived in each pixel from the simulated events. The results can be shown as maps of statistical estimates of rainfall and flood discharge of various duration (up to 72 hours) and return periods (from 2 to 1000 years). In order to estimate the flood discharge quantiles at the outlet of catchment, we need to aggregate this distributed statistical hydrological data thanks to a Discharge Areal Reduction Factor (DARF) function. This aggregation combines two distinct hydrological phenomena: the areal reduction of rainfall and the discharge attenuation in the channel network.

The aim of this PhD thesis was to test different hypothesis on the hydrological model and to make improvement in the rainfall-runoff modelling. Two questions are discussed:

- what is the geographical validity domain of the method?
- what is the validity of the method in flood frequency extrapolation?

Several assumptions used in the method have interaction with each other, making their study difficult. So, we have dispatched the hypotheses on the parameters in function of their link to the catchment: independent or dependant of catchment. The independent parameters mean we don't need to calibrate the method on each catchment. The dependent parameters mean we must determine their values on each catchment. Our work has enabled to improve the method on the following points:

- the first improvement was to assess the DARF function for all sizes of French watersheds. We have calibrated this function with sizes of catchment ranging from 2 km² to 110 000 km².
- the second improvement consisted of taking account the base flow in the hydrological modelling.
- -our third improvement goal was to study and reduce the problem of equifinality, i.e. to determine the parameters able to modelise the catchments behaviours for current events as well as for extreme ones. As no observation data are available for such low frequency events, we used two validation criteria. The first criterion is based on statistical tests (reliability and robustness) and the second criterion is based on the model saturation for extreme events.

We have used in the thesis, two set of data. The first set is a large sample of catchments evenly located over the French metropolitan territory, with sizes ranging from 2 km² and 110 000 km². The second set of data consists of discharge quantiles (from current to extreme frequency) derived from the application of other methods (QdF, Gradex), which we have compared with the Shyreg discharge quantiles.

Keys words: flood, simulation, stochastic, conceptual rainfall-runoff model, regionalized, equifinality

¹ The biggest French watershed is the Loire river's watershed with 117 000 km².

Sommaire

1	Introduction	29
2.	État de l'art et contexte	33
2.1.	Préambule	35
2.1.1.	Introduction	35
2.1.2.	Présentation des bassins « exemples »	37
2.1.3.	Mise en fréquence	39
2.2.	Les méthodes locales	40
2.3.	Loi généralisée des valeurs extrêmes pour un échantillonnage maximum annuel	40
2.3.2.	Conclusion générale sur les lois de type GPD et GEV	48
2.3.3.	La méthode du Gradex	49
2.3.4.	La méthode Schadex	55
2.3.5.	Apport de l'information historique	59
2.3.6.	L'approche QDF local convergent	66
2.4.	Les méthodes statistiques régionales	68
2.4.1.	Généralités sur l'analyse régionale	68
2.4.2.	Les lois statistiques régionales	70
2.5.	Conclusion	76
3.	L'approche Shyreg	79
3.1.	Le générateur de pluie horaire	83
3.1.1.	Le fonctionnement du générateur de pluie horaire	83
3.1.2.	La régionalisation du générateur de pluie : Shyreg	91
3.1.3.	Conclusion sur le générateur de pluie	96
3.2.	La modélisation hydrologique	97
3.2.1.	Le fonctionnement général	97
3.2.2.	Le modèle hydrologique au pixel	98
3.2.3.	Le passage du pixel à l'exutoire d'un bassin versant	100
3.2.4.	Détermination de la production du bassin versant, S0/A	102
3.2.5.	Régionalisation de S0/A	104
3.2.6.	Conclusion et critiques de la méthode	116
3.3.	Conclusion	121
4.	Présentation des données	123
4.1.	Quantiles de débit de fréquences courantes	127

4.1.1.	Le choix des stations _____	127
4.1.2.	Quantiles de débit de 1636 bassins versants, pour la restitution des crues, échantillon 1-a 131	
4.1.3.	Quantiles de débit de 1290 bassins, pour la régionalisation, échantillon 1-b _____	132
4.1.4.	Quantiles de débit de 640 bassins, pour l'étude des durées intermédiaires, échantillon 1-c 133	
4.2.	Quantiles de débit pour l'étude des fréquences rares et extrêmes _____	136
4.2.1.	Introduction _____	136
4.2.2.	1190 bassins pour l'étude des critères statistiques, échantillon 2-a _____	137
4.2.3.	460 bassins sur lesquels on applique la méthode du Gradex esthétique, échantillon 2-b 138	
4.2.4.	141 crues de projet, échantillon 2-c _____	147
4.3.	Conclusion _____	149
5.	Etude de l'agrégation de l'information pixélisée _____	151
5.1.	Problématique _____	155
5.1.1.	Etat de l'art de fonctions d'abattement _____	155
5.1.2.	Le principe de l'abattement des débits _____	156
5.1.3.	Limite de la formulation initiale _____	157
5.2.	Evolution de la fonction d'abattement des débits _____	160
5.2.1.	Nouvelle formulation _____	160
5.2.2.	Calage « local » _____	161
5.2.3.	Comparaison d'un abattement régional _____	163
5.2.4.	Conclusion _____	165
5.3.	Détermination des coefficients K_p et K_j sur l'ensemble des bassins _____	166
5.3.1.	Le premier critère : adéquation aux observations _____	166
5.3.2.	Le deuxième critère : les bornes du modèle hydrologique _____	168
5.3.3.	Le troisième critère : la régionalisation _____	168
5.3.4.	Conclusion sur le couple K_p - K_j _____	169
5.4.	Apport de la nouvelle fonction d'abattement _____	170
5.4.1.	Analyse des résultats sur les quantiles courants _____	170
5.4.2.	Analyse des résultats en fonction de la superficie des bassins _____	171
5.4.3.	Analyse des résultats sur les durées intermédiaires, entre la pointe et 72 h _____	172
5.4.4.	Analyse des résultats sur le calage de S_0/A _____	175
5.4.5.	Analyse des bassins en limite de la méthode _____	176
5.4.6.	Analyse des résultats sur les quantiles extrêmes _____	182
5.5.	Conclusion sur la nouvelle fonction d'abattement des débits _____	188
6.	Etude du comportement asymptotique des débits _____	191
6.1.	Etude d'optimisation du paramètre A _____	195
6.1.1.	Hypothèses initiales _____	195

6.1.2.	Méthodologie	197
6.1.3.	Analyse des résultats sur les quantiles courants	198
6.1.4.	Conclusion	201
6.2.	Prise en compte du débit de base	202
6.2.1.	Présentation du problème	202
6.2.2.	Zoom sur le Bassin Parisien	205
6.2.3.	Les bassins versants de montagne	213
6.2.4.	Calage n°3 sur l'échantillon global	220
6.2.5.	Conclusion	222
6.3.	Régionalisation de A	223
6.3.1.	Régionalisation par variables explicatives	223
6.3.2.	Régionalisation uniquement par l'hydrogéologie	225
6.3.3.	Conclusion sur la régionalisation de A	227
6.3.4.	Calage de la méthode avec A régionalisé.	228
6.3.5.	Validation de la méthode avec A régionalisé	231
6.3.6.	Analyse des résultats sur les durées intermédiaires entre la pointe et 72h	234
6.3.7.	Analyse des résultats sur les quantiles extrêmes	236
6.3.8.	Etude du taux final d'eau dans le réservoir de production, Sf	243
6.3.9.	Critères de Justesse et Robustesse	248
6.4.	Conclusion	256
7.	Régionalisation	259
7.1.	Régionalisation du modèle hydrologique	263
7.1.1.	Régionalisation du modèle pluie-débit (S0/A)	263
7.1.2.	Conclusion de la régionalisation	272
7.2.	Analyse des grilles de débit	273
7.2.1.	Estimation des quantiles courants des stations servant au calage	273
7.2.2.	Estimation des quantiles courants des stations servant à la validation	275
7.2.3.	Comparaison avec une approche régionale : Crupedix	276
7.2.4.	Les crues de projet	278
7.2.5.	Conclusion et limites de la méthode	281
7.3.	De la théorie à la réalité	283
7.3.1.	Introduction	283
7.3.2.	Qualification de l'aléa pluviométrique	285
7.3.3.	Qualification de l'aléa hydrométrique	286
7.3.4.	Conclusion sur le retour d'expérience	295
7.4.	Conclusion sur la régionalisation	295
8.	Conclusion	297

Table des figures

Figure 2-1 –Principe de la prédétermination (Arnaud and Lavabre 2011).	35
Figure 2-2 –Le bassin du Réal Collobrier avec sa formation hydrogéologique : le rond noir et le rond bleu représentent respectivement la station limnimétrique de Pont de Fer et le poste pluviographique des « Bonnaux ».	37
Figure 2-3 –Le bassin versant du Tech à Reynès avec sa formation hydrogéologique : le rond noir représente l'exutoire du bassin versant à Reynès.	38
Figure 2-4 –Distribution de fréquence des débits de pointe pour un échantillonnage max-annuel sur le bassin du Réal Collobrier au Pont de Fer.....	44
Figure 2-5 –À droite, le paramètre d'échelle modifié en fonction du seuil, et à gauche, le paramètre de forme en fonction du seuil sur les débits de pointe du Réal Collobrier au Pont de Fer. Les barres verticales représentent les intervalles de confiance à 95%.	46
Figure 2-6 –Distribution de fréquence des débits de pointe avec un échantillonnage sup-seuil sur le Réal Collobrier au Pont de Fer.....	47
Figure 2-7 –La méthode du Gradex	50
Figure 2-8 –Sélection des hydrogrammes de crues les plus importants sur le bassin du Réal Collobrier au Pont de Fer.....	51
Figure 2-9 –Les hydrogrammes centrés et réduits et l'hydrogramme moyen du bassin versant du Réal Collobrier au niveau de Pont de Fer. On estime la durée $D=9h$	52
Figure 2-10 –Distribution de fréquence des débits de pointe sur le bassin du Réal Collobrier au niveau de Pont de Fer estimée avec la méthode du Gradex	53
Figure 2-11 –Champ géopotentiel moyen (1000 hpa-0h) de la classification en types de temps. Le cadre montre la fenêtre d'analyse et la flèche indique le flux atmosphérique de basse couche (Garavaglia 2011).....	55
Figure 2-12 –Distribution de fréquence MEWP des pluies de juin à novembre à Lyon (1953-2005) (Garavaglia 2011)	56
Figure 2-13 –Episodes pluvieux centrés (Garavaglia 2011).....	57
Figure 2-14 –Méthode de simulation des événements pluvieux (Garavaglia 2011).....	57
Figure 2-15 –Distribution de fréquence des écoulements en mm journaliers à Reynès avec la méthode Schadex et la méthode Gradex (Garavaglia 2011)	58
Figure 2-16 –Reconstitution des données historiques et systématiques avec les maximums annuels sur le bassin du Tech à Reynès.....	64
Figure 2-17 –Distribution de fréquence des débits de pointe sur le bassin du Tech à Reynès en utilisant l'approche historique. L'échantillon de débits observés qui comprend les données systématiques et historiques a été estimé avec un seuil de perception de $500 m^3/s$	65
Figure 2-18 –Principe de similitude du modèle convergent.....	66
Figure 2-19 –Distribution de fréquence des débits multi-durée avec la méthode QdF sur le Tech à Reynès	67
Figure 2-20 –Les techniques de regroupement de stations source (Javelle 2001).....	69

Figure 2-21 –Le bassin versant du Réal Collobrier et les 17 postes pluviographiques (points bleus) retenus pour l'analyse régionale.....	72
Figure 2-22 –Distribution de fréquence de la loi régionale des pluies de durée 9heures dans le département du Var	73
Figure 2-23 –Distribution de fréquence du cumul de pluie en 9 heures sur le poste les Bonnoux avec les lois régionales.....	74
Figure 2-24 –Distribution de fréquence des débits de pointe avec la méthode du Gradex sur le poste du Réal Collobrier au Pont de Fer avec l'utilisation de la loi régionale sur les pluies.....	75
Figure 3-1 –Le principe du fonctionnement du générateur de pluie, Shypre (Simulation d'Hydrogrammes pour la PREdétermination des débits de crue).....	83
Figure 3-2 –Analyse d'un évènement pluvieux et description d'une averse au pas de temps horaire	84
Figure 3-3 –Détail de l'analyse d'un évènement pluvieux du générateur de pluie Shypre	85
Figure 3-4 –Organisation des tirages aléatoires des différentes variables pour la construction de hyétoigrammes simulés, du générateur de pluie Shypre	86
Figure 3-5 –Répartition géographique des stations (à gauche) et résultats des simulations des 217 postes avec un critère de Nash entre les quantiles de pluie Shypre et des quantiles issus d'ajustements de lois exponentielles sur les pluies observées supérieures à un seuil (Cantet 2011).....	87
Figure 3-6 –Schéma d'une pluie locale et d'une pluie de bassin	88
Figure 3-7 –Durée des averses moyennes (DA) en fonction de la superficie des 1039 bassins versants et pour deux saisons (rouge) pour l'été et (bleu) pour l'hiver. Les traits en pointillé correspondent aux caractéristiques statistiques de la variable DA des 217 postes.....	89
Figure 3-8 –Volume moyen des averses (VOL) en fonction de la superficie des 1039 bassins versants pour deux saisons (rouge) pour l'été et (bleu) pour l'hiver. Les traits en pointillé correspondent aux caractéristiques statistiques de la variable VOL des 217 postes.....	89
Figure 3-9 –Rapport moyen de la pluie maximale horaire sur le volume (RX) en fonction de la superficie des 1039 bassins et pour deux saisons (rouge) pour l'été et (bleu) pour l'hiver. Les traits en pointillé correspondent aux caractéristiques statistiques de la variable RX des 217 postes.....	90
Figure 3-10 –Répartition géographique des stations (à gauche) et résultats des simulations des 217 postes avec un critère de Nash entre les quantiles de pluie Shypre paramétré avec une information journalière et des quantiles issus d'ajustements de lois exponentielles sur les pluies observées supérieures à un seuil (Cantet 2011).....	91
Figure 3-11 –Les 3 cartes de France de paramètres journaliers NE, μ PJMAX et μ DTOT pour paramétrer le générateur de pluie Shyreg pour l'été et pour l'hiver	92
Figure 3-12 –Carte de France du quantile de pluie 1h, T=10 ans avec l'approche Shyreg	93
Figure 3-13 –Carte de France du quantile de pluie journalier, T=100 ans avec l'approche Shyreg	93
Figure 3-14 –Intervalles de confiance à 90% calculés pour l'estimation des quantiles de pluies journaliers, par la méthode Shypre et par l'ajustement d'une loi GPD (Muller 2006).....	94
Figure 3-15 –Comparaison entre les quantiles Shyreg et les quantiles issus de la loi régionale pour les pluies journalières sur la région des Cévennes (Neppel et al, 2007).....	95

Figure 3-16 –Le fonctionnement général de la modélisation hydrologique de la méthode Shyreg, q_i =quantile de débit au pixel i , Q =quantile de débit à l'exutoire d'un bassin versant, d =durée, T =période de retour et $S0/A$ =production.....	97
Figure 3-17 –Structure du modèle hydrologique, GR au pixel: A taille du réservoir de production, $S0/A$ le niveau d'eau initial dans le réservoir de production, A, B la taille du réservoir de transfert et $R0$ le niveau d'eau initial dans le réservoir de transfert, B.....	98
Figure 3-18 –Carte de France des valeurs d'A-PJ100.....	99
Figure 3-19 –Évolution des ratios q_{24}/q_{48} et q_{48}/q_{72} des quantiles décennaux en fonction de la superficie des bassins versants.....	100
Figure 3-20 –Évolution du ratio des quantiles décennaux des débits de pointes sur les lames d'eau 1h fonction de la superficie pour 48 bassins versants.	101
Figure 3-21 –Exemple de distributions de fréquence de débit avec la méthode Shyreg pour différentes valeurs de production, $S0/A$, pour les débits journaliers, pour la Loup à Villeneuve-Loubet (code hydro=Y5615030, $S=279$ km ²)	103
Figure 3-22 –Exemple distributions de fréquence de débit avec la méthode Shyreg pour différentes valeurs de production, $S0/A$, pour les débits de pointe, pour la Loup à Villeneuve-Loubet (code hydro=Y5615030, $S=279$ km ²)	103
Figure 3-23 –Principe de $S0/A_{sup}$ Exemple de bassins emboîtés et détermination de $S0/A_{sup}$	105
Figure 3-24 –Distribution de fréquence des $S0/A_{locaux}$, été et hiver pour les 1290 bassins versants	106
Figure 3-25 –Carte de France de variables explicatives servant pour la régionalisation de la méthode.....	108
Figure 3-26 –Carte de France de variables explicatives servant pour la régionalisation de la méthode.....	109
Figure 3-27 –Comparaison du $S0/A_{reg_été}$ obtenu par régression au $S0/A_{local_été}$. On estime le critère de Nash (Nash=51%) entre les 860 valeurs de $S0/A_{reg_été}$ et $S0/A_{local_été}$	110
Figure 3-28 –Cartographie des 18 éléments de la classification hydrogéologique	111
Figure 3-29 –Légende de la carte hydrogéologique	111
Figure 3-30 –Comparaison du $S0/A_{reg_été}$ obtenu par régression au $S0/A_{local_été}$ pour les 860 bassins. On estime le critère de Nash (Nash=57%) entre les 860 valeurs de $S0/A_{reg_hg_été}$ et $S0/A_{local_été}$	112
Figure 3-31 –Cartographie des résidus (saison été) spatialisés (à gauche) puis lissés (à droite) pour les 860 bassins versants servant au calage de la méthode (Organde 2009a)	113
Figure 3-32 –Cartographie du paramètre $S0/A$ régionalisé (à gauche) et comparaison des $S0/A_{regionalisé_été}$ aux $S0/A_{local_été}$ sur les 860 bassins versants (à droite) pour la saison été.....	114
Figure 3-33 – Cartographie du débit de pointe centennal Shyreg en m ³ /s/km ²	115
Figure 3-34 –Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Garonne à Tonneins (code hydro= O9000010 et $S=51500$ km ²) pour les débits de pointe (points de couleur rouge pour les observations) et les débits journaliers (points de couleur bleu pour les observations). Les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier ($T=2, 5$ et 10 ans) servant pour le calage de la méthode. Les courbes représentent les distributions de débit Shyreg en bleu pour les débits journaliers et en rouge pour les débits de pointe.	116
Figure 3-35 –Distribution de fréquence de débits de pointe pour différentes tailles du réservoir de production, A (A est compris entre 100 mm et $10\ 000$ mm). Le bassin versant du Tech à Amélie-les-Bains-Palalda (code hydro Y0244040, $S=376$ km ²) avec les points de couleur rouge correspondant aux débits de pointe observés, les	

triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe ($T=2, 5$ et 10 ans) ajustés avec une loi GEV-bornée. 118

Figure 3-36—Chroniques de débit instantané de la station de la Somme à Péronne (code hydro=E6351410, $S=1294\text{km}^2$). La droite en rouge correspond au débit moyen mensuel annuel. 119

Figure 3-37—Distribution de fréquence des débits pour la saison hiver de la Somme à Péronne (code hydro=E6351410, $S=1294\text{ km}^2$) pour les débits de pointe (points de couleur rouge). En noir les distributions Shyreg, les triangles correspondant aux quantiles de débit ajustés à une loi GEV bornée sur les observations et les points aux observations. 120

Figure 4-1—Distribution de fréquence des débits de pointe de la station l'Arguenon à Jugon-les-Lacs (code hydro=J1103010, $S=104\text{ km}^2$). En bleu l'ajustement de loi GEV (3 paramètres) et en noir l'ajustement de loi de Gumbel. 129

Figure 4-2—Schéma des différents échantillons, échantillon 1, pour l'étude des fréquences courantes 130

Figure 4-3—Caractéristiques des 1636 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 1636 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge. 131

Figure 4-4—Caractéristiques des 1290 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 1290 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge. 132

Figure 4-5—Caractéristiques des 640 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 640 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge. 133

Figure 4-6—Comparaison des quantiles QdF et quantiles « observés » pour 640 bassins versants..... 134

Figure 4-7—Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné entre les quantiles QdF et les quantiles « observés »..... 135

Figure 4-8—Schéma des différents échantillons pour l'étude des fréquences extrêmes 136

Figure 4-9—Caractéristiques des 1190 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 1190 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge. 137

Figure 4-10—Principe de la définition d'un événement de crue 139

Figure 4-11—Caractéristiques des 460 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 460 bassins versants en gris clair et le nombre d'évènements par bassin versant dont le seuil est fixé à une pluie journalière de plus de 20 mm..... 139

Figure 4-12—Exemple de l'estimation de la durée $D=5\text{h}$ avec un seuil fixé, $K=0.3$, sur le bassin de la Gagnière à Banne ($S=55\text{ km}^2$, code hydro=V5425210)..... 141

Figure 4-13—Résultats des estimations de la durée caractéristique D avec un seuil $K=0.3$ sur l'ensemble des 460 bassins versants en fonction de leur superficie 142

Figure 4-14—Delta (Δ) de l'approche QdF en fonction de la durée (D) avec un seuil fixé à 0.3 pour les 460 bassins versants..... 142

Figure 4-15—Distribution de fréquence des pluies sur le bassin versant de la Gagnière à Banne. Distribution de fréquence des pluies de cumul 5 heures supérieures à un seuil 19 mm avec un ajustement de loi exponentielle pour la saison été (à gauche) et distribution de fréquence des pluies de cumul 5 heures supérieures à un seuil 14 mm avec un ajustement de loi exponentielle pour la saison hiver (à droite). Les points en rouge correspondent aux valeurs observées et la courbe en noir à la loi exponentielle. 143

Figure 4-16—Estimation de RXD_i pour l'évènement i 144

Figure 4-17—La carte de France du coefficient d'affinité RXD médian pour les 460 bassins versants 144

Figure 4-18 –Distribution de fréquence des débits de pointe (rouge) et des débits journaliers(bleu) pour la saison été avec la méthode du Gradex esthétique sur le bassin versant de la Gagnière à Banne (code hydro=V5425210 ,S=55 km ²). Les points correspondent aux observations.....	145
Figure 4-19 –Carte de France des quantiles de débit pseudo spécifique pour la méthode Gradex pour l’hiver, pour T=1000 ans.....	146
Figure 4-20 –Carte de France des quantiles de débit pseudo spécifique pour la méthode Gradex pour l’été, pour T=1000 ans.	146
Figure 4-21 –Localisation des 141 barrages sélectionnés	147
Figure 4-22 –Distribution de fréquence des surfaces des 141 bassins versants.....	148
Figure 4-23 –Débit en m ³ /s de la crue de projet en fonction de la superficie du bassin pour les 141 ouvrages.	148
Figure 5-1 –Les formules d’abattement en fonction de la superficie des bassins versants pour les quantiles de débit journaliers décennaux.....	158
Figure 5-2 –La fonction d’abattement des quantiles de débit pour différentes valeurs de K	160
Figure 5-3 –Cartes de France des coefficients K _j optimisés bassin par bassin pour l’hiver	161
Figure 5-4 –Cartes de France des coefficients K _p optimisés bassin par bassin, pour l’hiver	162
Figure 5-5 –Carte de France des stations hydrométriques des 2 zones étudiées	163
Figure 5-6 –Etude de l’abattement des pluies et des débits pour les durées journalières et pour la période de retour décennal sur le Bassin Parisien et la région Languedoc-Roussillon.	164
Figure 5-7 –Les écarts moyens en fonction K _p et K _j , à gauche pour l’été et à droite pour l’hiver, pour les 1636 bassins versants.....	166
Figure 5-8 –Les valeurs moyennes de S ₀ /A en fonction des coefficients K _p et K _j à droite pour l’été et à gauche pour l’hiver, pour les 1636 bassins versants.....	167
Figure 5-9 –Le pourcentage de bassins versants dont S ₀ /A=1 (à gauche) et S ₀ /A=0 (à droite) en fonction de K _p et K _j , pour les 1636 bassins versants.	168
Figure 5-10 –Résultats des régressions linéaires, R ² , pour différentes valeurs de K _p et K _j , à gauche pour l’hiver et à droite pour l’été, pour les 1636 bassins versants	169
Figure 5-11 –Répartition géographique des critères de Nash-locaux des 1636 bassins, échantillon 1-a paragraphe 4.1.2, sur la France métropolitaine avec la nouvelle fonction d’abattement. La méthode est recalée localement avec les coefficients K _p et K _j fixent.	170
Figure 5-12 –Les distributions de fréquence du critère de Nash-local pour différentes gammes de superficies entre l’ancienne fonction d’abattement et la nouvelle. La méthode est recalée localement avec les coefficients K _p et K _j fixes sur les 1636 bassins versants.	171
Figure 5-13 –Etude des distributions de fréquence des débits Shyreg pour les durées (de d=0h à d=72h) et pour les périodes de retour (T=2, 5 et 10 ans). Exemple de l’Orbieu à Luc-sur-Orbieu (code hydro= Y1564010, S= 586 km ²). Les débits observés sont représentés par les différents sigles.....	172
Figure 5-14 –Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné entre les quantiles Q _{dF} et les quantiles Shyreg pour différentes périodes de retour et durée sur les 640 bassins versants.....	173
Figure 5-15 –Répartition géographique du critère de Nash-local borné estimé entre les quantiles Q _{dF} et les quantiles Shyreg pour différentes périodes de retour et durée avec un échantillon de 640 bassins sur la France métropolitaine	173

Figure 5-16 –Quantiles Shyreg en fonction des quantiles QdF pour les durées inférieures à 6 h avec un échantillon de 640 bassins versants, les coefficients de corrélations sont au dessus de 0.98.....	174
Figure 5-17 –Quantiles Shyreg en fonction des quantiles QdF pour les durées supérieures à 6 h avec un échantillon de 640 bassins versants, les coefficients de corrélations sont au dessus de 0.98.....	174
Figure 5-18 –Les niveaux d'eau initiaux dans le réservoir de production (A), S0/A, pour les 1636 bassins versants et pour la saison hiver.....	175
Figure 5-19 –Les 169 bassins versants présentant la limite de la méthode parmi les 1636 bassins.....	176
Figure 5-20 – Distribution de fréquence des débits de pointe (couleur rouge) et des débits journaliers (couleur bleu) de la Loue à Vuillafans (code hydrométrique U2604030, S=346 km ²). Les triangles correspondent aux quantiles de débit ajustés à une loi de GEV-bornée, les courbes aux distributions Shyreg et les points aux débits observés.....	177
Figure 5-21 –Le bassin de la Loue à Vuillafans (code hydrométrique U2604030, S=346 km ²) sur la carte hydrogéologique et son réseau hydrographique.....	178
Figure 5-22 –Le bassin du Commerce (code hydrométrique H9943420, S=118 km ²) sur la carte hydrogéologique et son réseau hydrographique.....	179
Figure 5-23 –Distribution de fréquence des débits de pointe (couleur rouge) et des débits journaliers (couleur bleu) du Commerce à Gruchet-le-Valasse (code hydrométrique H9943420, S=118 km ²) Les triangles correspondent aux quantiles de débit ajustés à une loi de GEV-bornée et les courbes aux distributions Shyreg et les points aux débits observés.	179
Figure 5-24 –Valeur du réseau de drainage estimées sur les 1636 bassins versants.....	180
Figure 5-25 –Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Loire à Monjean-sur-Loire (code hydro M5300010, S=110 000 km ²) pour les débits de pointe (points de couleur rouge pour les observations) et les débits journaliers (points de couleur bleu pour les observations). La courbe en noire : ajustement de loi GEV (3 paramètres), en trait plein la nouvelle fonction d'abattement et en pointillé l'ancienne. Les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier (T=2, 5 et 10 ans) servant pour le calage de la méthode.....	182
Figure 5-26 –Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Garonne à Tonneins (code hydro= O9000010 ,S=51500 km ²) pour les débits de pointe (points de couleur rouge pour les observations) et les débits journaliers (points de couleur bleu pour les observations). La courbe en noire : ajustement de loi GEV (3 paramètres), en trait plein la nouvelle fonction d'abattement et en pointillé l'ancienne. Les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier (T=2, 5 et 10 ans) servant pour le calage de la méthode.....	183
Figure 5-27 –Distributions de fréquence des débits de pointe sur le bassin de l'Ardèche à St-Martin (code hydro= V5064010, S=2264 km ²). Le trait plein : la nouvelle fonction d'abattement et en pointillé l'ancienne. La droite noire correspond aux quantiles issus d'un ajustement de loi GEV avec l'apport de l'information historique. Les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier (T=2, 5 et 10 ans) servant pour le calage de la méthode.	184
Figure 5-28 –Les quantiles de débit de pointe Gradex en fonction des quantiles de débit de pointe Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l'hiver avec les 420 bassins versants.....	186
Figure 5-29 –Les quantiles de débit journalier Gradex en fonction des quantiles de débit journalier Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l'hiver avec les 420 bassins versants.....	186
Figure 5-30 –Les ratios des débits de pointe pour T=1000 ans (Gradex/Shyreg) en fonction de la superficie des 420 bassins versants.....	187
Figure 6-1 –Structure du modèle hydrologique, GR au pixel.....	195

Figure 6-2 –Carte de France des valeurs d'A-PJ100.....	196
Figure 6-3 –Répartition spatiale du paramètre A-optimum, après optimisation de A et SO/A localement sur les 1636 bassins versants.....	198
Figure 6-4 –Distribution de fréquence des critères de Nash-local pour différentes valeurs de A avec les 1636 bassins versants.....	199
Figure 6-5 –Répartition spatiale des critères de Nash-locaux, A=Optimum pour l'échantillon de 1636 bassins versants	200
Figure 6-6 –Répartition spatiale des critères de Nash-locaux, A=PJ100 pour l'échantillon de 1636 bassins versants	200
Figure 6-7 –Ecart sur les critères de Nash-locaux entre A-Optimum et A-PJ100 pour l'échantillon de 1636 bassins versants.....	201
Figure 6-8 –Carte de France de la rétention théorique maximale pour l'hiver avec A=A-Optimum pour l'échantillon de 1636 bassins versants.....	202
Figure 6-9 –Carte de France de la rétention théorique maximale pour l'été avec A=A-Optimum pour l'échantillon de 1636 bassins versants.....	203
Figure 6-10 –Carte de France de la pluie Shyreg de durée 72h et de période de retour 500 ans	203
Figure 6-11 –Carte hydrogéologique et emplacement des stations hydrométriques sur le Bassin Parisien (Chapitre 3 paragraphe 3.2.5.d)	205
Figure 6-12 –Chroniques de débit instantané de la station de l'Essonne à Ballancourt à gauche (code hydro=H4042010, S=1870 km ²) et de la Somme à Péronne à droite (code hydro=E63514410, S=1294 km ²). La droite de couleur rouge correspond au débit moyen mensuel annuel.....	206
Figure 6-13 –Schéma du fonctionnement de la fonction de production distribuée à une maille de 8km ²	207
Figure 6-14 –Schéma de la fonction de transfert pour un bassin versant	207
Figure 6-15 –Cartographie du module en mm sur la France.....	208
Figure 6-16 –Débits moyens mensuels annuels observés et régionaux sur les 216 bassins de la région Parisienne	208
Figure 6-17 –Schéma du calage n°1 et du calage n°2 de la méthode Shyreg en prenant en compte le débit moyen mensuel annuel.....	209
Figure 6-18 –Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux pour A-Optimum pour les calages n°1 et n°2 sur les 216 stations du Bassin Parisien	210
Figure 6-19 –Comparaison des rétentions théoriques maximales pour A-Optimum entre le calage n°1 (calage classique) et calage n°2 (calage sans le débit moyen mensuel annuel), pour l'été en rouge et pour l'hiver en bleu, pour les 216 bassins versants du Bassin Parisien.....	211
Figure 6-20 –Rétention théorique maximale pour A-Optimum pour l'été avec le calage n°1 à gauche et avec le calage n°2, à droite sur les 216 bassins de la région Parisienne.	211
Figure 6-21 –Distribution de fréquence des débits pour la saison hiver du bassin de l'Essonne à Ballancourt (code hydro= H4042010 S=1870 km ²) pour les débits de pointe (couleur rouge) et les débits journaliers (couleur bleu). En pointillé les distributions Shyreg avec A-optimum (calage n°2) et en trait plein les distributions Shyreg avec A-optimum (calage n°1). Les triangles correspondant aux quantiles de débit ajustés à une loi GEV-bornée sur les débits observés et les points aux observations.....	212

Figure 6-22 —Localisation des 180 bassins versants avec des altitudes moyennes supérieures à 1000m et représentation des rétentions théoriques maximales pour A-Optimum pour le calage n°1, à gauche pour l'été et à droite pour l'hiver.	213
Figure 6-23 —Le coefficient mensuel de débit de l'Isère à Beaumont-Monteux, code hydro=W3540010, S=11800 km ² , 55 ans de données.	214
Figure 6-24 —Le coefficient mensuel de débit de l'Ubaye au Lauzet, code hydro=X0454010, S=946 km ² , 50 ans de données.	215
Figure 6-25 —Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux pour différents calages, avec A-Optimum pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.	215
Figure 6-26 —Les rétentions théoriques maximales pour A-Optimum avec le calage n°1 et le calage n°2 (en ôtant le débit moyen mensuel saisonnier), en rouge pour l'été et en bleu pour l'hiver pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.	216
Figure 6-27 —Evolution des critères de Nash-locaux pour 60 bassins dont le A-Optimum est de 10 000 mm et évaluation de l'impact sur les critères de Nash-locaux avec un A=1000mm	217
Figure 6-28 —Les rétentions théoriques maximales avec le Calage n°1 et le Calage n°3, en rouge pour l'été et en bleu pour l'hiver, pour A-Optimum pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.	217
Figure 6-29 —Distribution de fréquence des débits pour la saison été du bassin l'Ubaye au Lauzet-Ubaye [Roche Rousse] (code hydro=X0454010 ,S=946 km ²). Pour les débits de pointe (couleur rouge) et les débits journaliers (couleur bleu). En pointillé les distributions Shyreg avec A-Optimum (calage n°2) et en trait plein les distributions Shyreg avec A-Optimum (calage n°3). Les triangles correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée. Les points correspondent aux observations.	218
Figure 6-30 —Rétentions théoriques maximales issues des calages n°2 et n°3, pour l'été, pour A-Optimum pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.	219
Figure 6-31 —Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux pour les 1636 bassins versants avec A-PJ100 et A-Optimum pour le calage n°1 et le calage n°3.	220
Figure 6-32 —Ecart sur les critères de Nash-locaux entre le calage n°1 et le calage n°3, avec A-Optimum pour les 1636 bassins versants	221
Figure 6-33 —Rétention théorique maximale entre le calage n°1 et le calage n° 3, avec A-Optimum pour les 1636 bassins versants.	221
Figure 6-34 —Carte de France d'A-optimum-régionalisé.	224
Figure 6-35 —A-optimum-régionalisé en fonction de A-optimum. Le critère de Nash-global entre A-optimum-régionalisé et A-optimum est de 63%, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.	225
Figure 6-36 —Carte de France d'A-hydrogéologie régionalisé. Le critère de Nash entre A-Optimum et A-hydrogéologie-régionalisé est de 25%, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.	227
Figure 6-37 —Distribution de fréquence des critères de Nash-local, avec A-Optimum-régionalisé, A-PJ100 et A-hydrogéologie-régionalisé sur les 1290 bassins servant pour le calage.	228
Figure 6-38 —Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-Optimum-régionalisé avec les 1290 bassins versants pour le calage.	229
Figure 6-39 —Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-PJ100 avec les 1290 bassins versants pour le calage.	229

Figure 6-40 –Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-Hydrogéologie-régionalisé avec les 1290 bassins versants pour le calage.....	230
Figure 6-41 –Distribution de fréquence du critère de Nash-local, avec A-Optimum-régionalisé, A-PJ100 et A-hydrogéologie-régionalisé sur les 383 bassins versants pour la validation	231
Figure 6-42 –Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-PJ100 avec les 383 bassins versants pour la validation	232
Figure 6-43 –Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-Optimum-régionalisé avec les 383 bassins versants pour la validation.....	232
Figure 6-44 –Ecart sur les critères de Nash-locaux entre A-Optimum-régionalisé et A-hydrogéologie-régionalisé pour les 383 bassins versants servant à la validation	233
Figure 6-45 –Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux bornés estimés entre les quantiles QdF et les quantiles Shyreg pour les 640 bassins versants	234
Figure 6-46 –Répartition spatiale du critère de Nash-local borné estimé entre les quantiles QdF et Shyreg pour A-PJ100 (à droite) et A-Optimum-régionalisé (à droite) pour les 640 bassins versants	235
Figure 6-47 –Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Durance à l'Argentière-la-Bessée (code hydro=X01300010, S=984 km ²) pour le Calage n°3. Les débits de pointe observés (points de couleur rouge) et les débits journaliers observés (points de couleur bleu), les distributions Shyreg (A-optimum-régionalisé) en noire, les distributions Shyreg (A-PJ100) en rouge et les distributions Shyreg (A-hydrogéologie-régionalisé) en bleu. Les triangles (rouges pour les pointes et bleus pour les journaliers) correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée.....	236
Figure 6-48 –Distribution de fréquence des débits pour la saison hivernale sur le bassin de l'Essonne à Ballancourt-sur-Essonne (Code hydro=H4042010, S=1870 km ²) pour le Calage n°3. Les débits de pointe observés (points de couleur rouge) et les débits journaliers observés (points de couleur bleu), les distributions Shyreg (A-optimum-régionalisé) en noir, les distributions Shyreg (A-PJ100) en rouge et les distributions Shyreg (A-hydrogéologie-régionalisé) en bleu. Les triangles (rouges pour les pointes et bleus pour les journaliers) correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée.	237
Figure 6-49 –Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Loire à Montjean-sur-Loire (code hydro=M5300010 ,S=110 000 km ²) pour le Calage n°3. En noir les distributions Shyreg (A-optimum-régionalisé), en bleu les distributions Shyreg (A-hydrogéologie-régionalisé), en rouge les distributions Shyreg (A-PJ100). Les triangles (rouges pour les pointes et bleus pour les journaliers) correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée.....	238
Figure 6-50 –Les quantiles de débit de pointe Gradex en fonction des quantiles Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l'hiver avec les 420 bassins versants. Les points en noir avec l'hypothèse A-optimum-régionalisé, en bleu pour A-hydrogéologie-régionalisé et en rouge pour A-PJ100. La droite en gris est la bissectrice.	239
Figure 6-51 –Les quantiles de débit journaliers Gradex en fonction des quantiles Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l'hiver avec les 420 bassins versants. Les points en noir avec l'hypothèse A-optimum-régionalisé, en bleu pour A-hydrogéologie-régionalisé et en rouge pour A-PJ100. La droite en gris est la bissectrice.	239
Figure 6-52 –Les ratios des débits de pointe pour T=1000 ans (Shyreg/Gradex) en fonction de la superficie des 420 bassins versants.....	241
Figure 6-53 –Les ratios des débits de pointe pour T=1000 ans (Shyreg/Gradex) en fonction du débit pseudo spécifique décennal Shyreg.....	242
Figure 6-54 –Structure du modèle hydrologique, GR au pixel.....	243
Figure 6-55 –Distribution de fréquence du taux de remplissage final dans le réservoir de production, Sf/A sur le bassin du Ru de la Brosse à Bussy-Saint-Martin (code hydro=H5833410, S=24 km ²).....	244

Figure 6-56 –Distribution de fréquence du pourcentage de bassins versants dont la saturation est atteinte ($S_f=90\%$), pour les 1290 bassins versants	245
Figure 6-57 –Répartition géographique des bassins versants qui ont atteint la saturation ($S_f=90\%$), à gauche pour A-PJ100 et à droite pour A-Optimum-régionalisé pour les 1290 bassins versants	246
Figure 6-58 –Répartition géographique des bassins versants qui ont atteint la saturation ($S_f=90\%$) pour A-Hydrogéologie-régionalisé pour les 1290 bassins versants.....	246
Figure 6-59 –Le critère N_T	249
Figure 6-60 –Calcul de l’aire du critère NT_T	249
Figure 6-61 –Le critère FF	250
Figure 6-62 –Calcul de l’aire du critère FF	250
Figure 6-63 –Exemple de Calage/Validation avec le critère FF	251
Figure 6-64 –Critère $SPAN_T$	252
Figure 6-65 –Calcul de l’aire du critère $SPAN$	252
Figure 6-66 –Graphique en étoile, synthèse de comparaisons pour les lois issues de la théorie des valeurs extrêmes	253
Figure 6-67 –Graphique en étoile, synthèse de comparaisons pour les différentes hypothèses sur A	254
Figure 6-68 –Graphique en étoile, synthèse de comparaisons pour A-PJ00 et GEV-bornée	255
Figure 7-1 –Comparaison des $S0/A_{reg_hg_été}$ aux $S0/A_{local_été}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-hydrogéologie-régionalisé. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre $S0/A_{reg_hg}$ et $S0/A_{local}$ pour l’été et pour l’hiver sur les 860 bassins pour le 1 ^{er} échantillon.	265
Figure 7-2 –Comparaison des $S0/A_{reg_hg_été}$ aux $S0/A_{local_été}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage, pour A-hydrogéologie-régionalisé. Les critères de Nash-gobaux sont estimés entre $S0/A_{reg_hg}$ et $S0/A_{local}$ pour l’été et pour l’hiver sur les 860 bassins pour le 1 ^{er} échantillon.	266
Figure 7-3 –Comparaison des $S0/A_{reg_hg_été}$ aux $S0/A_{local_été}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-PJ100. Les critères de Nash-gobaux sont estimés entre $S0/A_{reg_hg}$ et $S0/A_{local}$ pour l’été et pour l’hiver sur les 860 bassins pour le 1 ^{er} échantillon.	266
Figure 7-4 –Comparaison du $S0/A_{régionalisé}$ obtenu par intégration des résidus au $S0/A_{local}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-Optimum-régionalisé. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre $S0/A_{régionalisé}$ et $S0/A_{local}$ pour l’été et pour l’hiver sur les 860 bassins et pour le 1 ^{er} échantillon.	268
Figure 7-5 –Comparaison du $S0/A_{régionalisé}$ obtenu par intégration des résidus au $S0/A_{local}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-Hydrogéologie-régionalisé. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre $S0/A_{régionalisé}$ et $S0/A_{local}$ pour l’été et pour l’hiver sur les 860 bassins et pour le 1 ^{er} échantillon.....	268
Figure 7-6 –Comparaison du $S0/A_{régionalisé}$ obtenu par intégration des résidus au $S0/A_{local}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-PJ100. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre $S0/A_{régionalisé}$ et $S0/A_{local}$ pour l’été et pour l’hiver sur les 860 bassins et pour le 1 ^{er} échantillon.....	269
Figure 7-7 –Cartographie du paramètre $S0/A_{régionalisé}$, pour l’été et A-Hydrogéologie-régionalisé pour les 860 bassins versants pour le 1 ^{er} échantillon.	270
Figure 7-8 –Cartographie du paramètre $S0/A_{régionalisé}$, pour l’été et A-Optimum-régionalisé pour les 860 bassins versants pour le 1 ^{er} échantillon.	270

Figure 7-9 –Cartographie du quantile de débit de pointe 1000 ans obtenus par la méthode Shyreg à gauche, A-Hydrogéologie-régionalisé (chapitre 6 paragraphes 6.3.2) et à droite A-PJ100 pour la saison estivale.	271
Figure 7-10 –Cartographie du quantile de débit de pointe 1000 ans obtenu par la méthode Shyreg avec A-Optimum-régionalisé (chapitre 6 paragraphes 6.3.1) pour la saison estivale.....	271
Figure 7-11 –Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné, pour les différentes hypothèses sur la taille du réservoir de production avec les 10 échantillons de calage (860 bassins versants).....	273
Figure 7-12 –A gauche, répartition spatiale du critère de Nash-local pour A-Optimum-régionalisé, à droite A=PJ100 avec le 1 ^{er} échantillon de calage (860 bassins versants)	274
Figure 7-13–Répartition spatiale des différentes hypothèses de A avec le 1 ^{er} échantillon de calage pour les 860 bassins versants.....	274
Figure 7-14 –Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné, pour les différentes hypothèses sur la taille du réservoir de production avec l'échantillon de validation (430 bassins versants).....	275
Figure 7-15 –Cartographie du coefficient régionale R de la formule Crupedix	276
Figure 7-16 –Comparaison des quantiles de débit de pointe régionaux et « observés » pour l'hiver sur les 1290 bassins versants.....	277
Figure 7-17 –Comparaison des quantiles de débit de pointe régionaux et « observés » pour l'été sur les 1290 bassins versants.....	277
Figure 7-18 –Comparaison des quantiles de débit de pointe de la méthode Shyreg et de l'échantillon «Crue de projet » de 140 bassins versants.	278
Figure 7-19 –Barrage de Sénéchas. Distribution de fréquence des cotes observées et simulées dans la retenue (Lavabre et al. 2008).....	279
Figure 7-20 –Hydrogrammes au barrage de la Rouvière (Fouchier et al. 2004; Royet et al. 2003)	280
Figure 7-21 –Carte de vigilance de Météo-France pour le mardi 15 juin 2010 par Météo-France	282
Figure 7-22 –Plaque commémorative de l'évènement du 6 juillet 1827 à Trans-en-Provence près du Pont-vieux. La flèche indique la laisse de crue du 15 juin 2010. (Source de C. Martin) On aperçoit à la gauche de la photo la rambarde du Pont-Vieux.	284
Figure 7-23 –Le Vieux-Pont situé dans la ville de Trans-en-Provence lors de la crue de la Nartuby le 15 juin 2010 vidéo filmée après 20 heures Sur cette vidéo on se rend compte de la violence de la crue. On note que la travée de droite du Pont-Vieux est en charge alors que celle de gauche à un tirant d'air de 1 à 2 m. L'eau s'est engouffrée dans la ville de Trans-en-Provence de chaque rive du pont (voir les laisses de crues sur la Figure 7-22). Selon certaines sources, l'eau aurait atteint le niveau de la terrasse photo à gauche (http://www.youtube.com/watch?v=4cQhLVb_xWs&feature=related).	284
Figure 7-24 –Hauteur des précipitations (en mm) en 1 jour du 15 juin 2010 à 6 h UTC au 16 Juin à 6 h UTC. Source: http://pluiesextremes.meteo.fr . Edité le 03/03/2011	285
Figure 7-25 –Périodes de retour du cumul maximum de pluie sur 6h et 24h constaté au cours de l'évènement calculées à partir de la lame d'eau PANTHERE et des quantiles SHYREG (Javelle and Meriaux 2010).	286
Figure 7-26 –La ville des Arcs-sur-Argens, le lendemain de la crue. Une partie de la crue est passée dans la ville entraînant beaucoup de dégâts (voitures emportées, magasins inondés)	287
Figure 7-27 –La ville des Arcs-sur-Argens, le lendemain de la crue, au niveau du changement de section. Le Réal est canalisé dans sa partie amont dans deux buses puis en aval dans une section rectangulaire. La perte de charge créée au niveau du changement de section a entraîné un effondrement de la galerie. Selon, la notice	

technique éditée en 1977 par Caquot (Caquot 1977), les sections en aval doivent avoir au moins le même diamètre que la section amont quelle que soit la pente..... 287

Figure 7-28–L’ouvrage de la SNCF sur la commune des Arcs-sur-Argens vue en amont du pont. Les relevés topographiques ont montré que l’ouvrage n’a pas été submergé (droite rouge). La ripisylve proche de l’ouvrage témoigne des vitesses importantes d’écoulement. Le rétrécissement de la section constitue une section de contrôle et donc le passage en régime torrentiel. Les estimations de débit donnent une fourchette comprise entre 140 m³/s et 160 m³/s. 288

Figure 7-29–L’ouvrage de la SNCF sur la commune des Arcs-sur-Argens vue en aval du pont. 289

Figure 7-30–Le pont de l’autoroute de l’A8, la flèche rouge indique le niveau de l’eau lors de la crue. 289

Figure 7-31–Distribution de fréquence des débits de pointe de la méthode Shyreg sur le Réal au niveau du pont de la SNCF 290

Figure 7-32–Distribution de fréquence des débits de pointe Shyreg de la Florieye à Taradeau 291

Figure 7-33–Distribution de fréquence des débits de pointe de la Nartuby à « Clappe »..... 292

Figure 7-34–Le seuil sur la Nartuby dans le lit mineur sur le site de la Clappe. On a mesuré une hauteur d’eau au dessus du seuil de 2.2 m sur une largeur de 34 m avec un coefficient de réducteur compris entre 0.43 et 0.48. Le débit estimé en lit mineur est compris 211 m³/s et 236 m³/s..... 293

Figure 7-35–Relevé de la section transversale en lit majeur de la Nartuby sur le site de la Clappe. On a estimé que l’écoulement était uniforme sur cette section pour appliquer la formule de Manning Strickler. Soit une section de 105 m² et une pente faible de 0.005m/m. Pour la rugosité on a retenu un coefficient de K compris entre 20 et 40. On estime le débit en lit majeur entre 136 m³/s et 273 m³/s. 293

Figure 7-36–Distribution de fréquence des débits de pointe de l’Argens à Roquebrune-sur-Argens 294

Liste des tableaux

Tableau 1 – <i>Différents coefficients permettant de calculer la fréquence empirique</i>	39
Tableau 2 – <i>Méthode d'ajustement des paramètres avec une loi de Gumbel et GEV et estimation des quantiles de débits sur le bassin du Réal Collobrier</i>	44
Tableau 3 – <i>Estimation des paramètres et des quantiles de débit de pointe avec un échantillonnage supérieur au seuil de 30 m³/s sur le Réal Collobrier au Pont de Fer</i>	47
Tableau 4 – <i>Résultats de la méthode du Gradex sur le bassin du Réal Collobrier au Pont de Fer</i>	53
Tableau 5 – <i>Distribution de fréquence des débits moyens journaliers et les débits de pointe à Reynès avec les méthodes Schadex et Gradex en m³/s (Garavaglia 2011)</i>	57
Tableau 6 – <i>Les débits historiques reconstitués du Tech à Reynès</i>	63
Tableau 7 – <i>Les résultats des L-moments, de la discordance de chaque poste pluviographique sur le bassin versant du Réal Collobrier</i>	72
Tableau 8 – <i>Les rapports des L-moments de la loi régionale dans le département du Var</i>	73
Tableau 9 – <i>Synthèse des résultats des différentes approches</i>	76
Tableau 10 – <i>Le générateur de pluie Shypre avec les variables, leurs fonctions, leurs lois de probabilité</i>	86
Tableau 11 – <i>Critères de Nash pour les 1290 bassins entre les quantiles de débit de pointe et les quantiles de débit journaliers pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans Shyreg et « observés »</i>	106
Tableau 12 – <i>Les résultats des différentes régressions linéaires multiples entre SO/A_été et les variables explicatives</i>	110
Tableau 13 – <i>Coefficient de Nash caractérisant la qualité de restitution du paramètre SO/A sur 10 échantillons de validation (430 bassins versants) n'ayant pas servi à le régionaliser (saison été)</i>	114
Tableau 14 – <i>Comparaison des quantiles Shyreg et des quantiles « observés » sur des bassins versants de validation (430 bassins versants) – valeur médiane du critère de Nash sur 10 échantillons de bassins versants de validation (Organde 2009a)</i>	115
Tableau 15 – <i>Les résultats du calage de la méthode Shyreg sur Tech à Amélie-les-Bains-Palalda pour différentes valeurs de A</i>	117
Tableau 16 – <i>Nombre de stations hydrométriques en fonction de la superficie des bassins versants et de la longueur des chroniques de débits observés par saison</i>	128
Tableau 17 – <i>Propriétés statistiques du coefficient RXD pour l'ensemble des 460 bassins versants</i>	144
Tableau 18 – <i>Caractéristiques des différents coefficients pour l'application de la méthode du Gradex sur la Gagnière à Banne</i>	145
Tableau 19 – <i>Résultat des exposants β en fonction des 5 classes de superficie pour la saison été pour les 1636 bassins versants</i>	157
Tableau 20 – <i>Caractéristiques des ratios Q_p/Q_j en fonction des gammes de surfaces pour la saison estivale pour la période de retour décennale avec une loi GEV bornée ajustée aux observations pour les 1636 bassins versants</i>	158
Tableau 21 – <i>Résultat des ratios Q_p/Q_j été des quantiles Shyreg décennaux avec la fonction d'abattement initial</i>	159

Tableau 22 –Les résultats des optimisations locales des coefficients K_p et K_j et S_0/A par bassin versant et le critère de Nash.	162
Tableau 23 –Les résultats sur les critères de Nash-globaux avec la nouvelle fonction d'abattement.	170
Tableau 24 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe.....	185
Tableau 25 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers.....	185
Tableau 26 –Résultats des régressions linéaires avec les variables explicatives pour A-Optimum avec le calage n°3, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.....	223
Tableau 27 –A-optimum moyen estimé pour chaque classe d'aquifère, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.	226
Tableau 28 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe avec les 420 bassins versants	240
Tableau 29 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers avec les 420 bassins versants	240
Tableau 30 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe avec les 420 bassins versants	240
Tableau 31 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers avec les 420 bassins versants	240
Tableau 32 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe avec les 420 bassins versants	240
Tableau 33 –Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers avec les 420 bassins versants	240
Tableau 34 –Résultats des régressions linéaires pour A-hydrogéologie-régionalisé pour les 860 bassins versants (1 ^{er} échantillon).....	264
Tableau 35 –Résultats des régressions linéaires pour A-Optimum-régionalisé pour les 860 bassins versants (1 ^{er} échantillon)	264
Tableau 36 –Résultats des régressions linéaires pour A-PJ100 pour les 860 bassins versants (1 ^{er} échantillon).....	264
Tableau 37 –Résultats des coefficients correcteurs sur l'hydrogéologie en fonction du type d'aquifère, pour les 860 bassins versants et pour l'échantillon 1.	267
Tableau 38 –Résultats des critères de Nash-globaux moyens pour les 10 échantillons de calage de 860 bassins versants	269
Tableau 39 –Résultats des différents critères	298

1. Introduction

La connaissance des débits de crue reste un axe de recherche important pour la conception des aménagements des cours d'eau (digues, évacuateurs de crue de barrages), le dimensionnement des ouvrages de franchissement (les ponts) et la protection des zones urbaines (la protection des populations et des biens).

Cette problématique reste d'actualité au regard des inondations successives du mois de juin 2010 et de novembre 2011 dans le département du Var. Le bilan humain a été conséquent, 23 morts et 2 disparus et plus 1.5 milliards d'euros de dégâts uniquement pour ces deux évènements.

Le risque inondation est la conjonction de l'aléa du phénomène naturel, la crue, et la vulnérabilité, occupation des sols (lotissements, hôpitaux). Ce dernier facteur peut avoir un impact fortement aggravant si l'inondation se produit sur une région densément peuplée. Par exemple si la crue de la Seine à Paris, dans les années à venir, avait la même ampleur que celle de 1910, on évaluerait les dommages pour l'économie à plus de 10 milliards d'euros.

Le Commissariat général du développement durable a évalué le coût des inondations à 390 millions d'euros d'indemnisation par an, ce qui représente le phénomène naturel le plus dommageable sur la période 1995-2006 (Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable 2009; Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable 2010). En France on dénombre plus de 10 000 communes dont 300 grandes agglomérations exposées à ce risque, soit une superficie de 27 000 km² et qui rassemblent entre 6 et 7 millions de personnes.

Les crues regroupent celles d'origines naturelles et anthropiques. Dans cette dernière catégorie, on peut citer le ruissellement pluvial (Marseille en septembre 2000, 197 mm en 6h, 3 morts), la rupture d'ouvrages hydrauliques tels que les barrages (Malpasset en décembre 1959, 423 morts (ICOLD 1974)) et les digues (Camargue en 1993, 1994 et Arles en 2003).

Les crues d'origine naturelle peuvent se séparer en quatre ensembles :

- les submersions marines (ex. : Xynthia en 2010, on compte 59 victimes).
- les remontés de nappes (ex. : la Somme en 2001, un millier de personnes évacuées).
- le débordement des cours d'eau avec cinétique lente (ex. : Le Rhône en 2003 et la Seine en 1910).
- le débordement des cours d'eau avec cinétique rapide ou *Flash flood*.

Ce sont ces dernières qui causent le plus de dégâts en termes de vie humaine, matériels et économique. Sur les 20 dernières années, on retient les catastrophes du Grand-Bornand (38 morts, 93 mm de pluie en 3h), Nîmes en 1988 (11 morts, 420 mm de pluie en 6h relevés sur les auteurs de Nîmes, 500 millions d'euros de dégâts), Vaison-la-Romaine en 1992 (46 morts, 300 mm de pluie relevés à Entrechaux en 4h, plus de 500 millions d'euros de dégâts), Aude en 1999 (34 personnes décédés, 620 mm de pluie en 24h à Lezignan, 533 millions d'euros), Gard en 2002 (27 morts, 687 mm de pluie en 24h à Anduze, 1.2 milliards d'euros de dégâts). On compte au final une centaine de morts et des milliards d'euros de dégâts causés par ces *Flash flood*.

Pour se prémunir de ce risque, après la catastrophe de Vaison-la-Romaine, la France, s'est dotée d'une réglementation en matière de protection contre les inondations, qui impose aux communes d'élaborer un Plan de Prévention des Risques inondation, PPRI.

Le PPRi est la base de la cartographie réglementaire des zones à risque où les constructions peuvent être interdites ou soumises à certaines restrictions. La crue de référence retenue dans le cadre du PPRi est définie par la crue historique ou au moins le débit centennal. La définition du débit centennal est statistique. Elle correspond à la valeur du débit de crue qui est dépassée en moyenne une fois tous les 100 ans, c'est la période de retour de 100 ans. On peut dire aussi que chaque année, on a une chance sur 100 que cette valeur soit dépassée.

Pour les aménagements hydrauliques, on fixe le niveau de sécurité en fonction du risque engendré par leur éventuelle rupture (par exemple la rupture d'un barrage ou d'une digue) (Guillaud 1988). La législation impose aux concepteurs de ces ouvrages des fréquences d'apparition de 100 ans pour les digues, 1000 ans pour les barrages en béton et 10 000 ans pour les barrages en remblais.

Pourtant les données hydro-météorologiques nécessaires pour réaliser ces études sont limitées spatialement et temporairement. Les chroniques de pluie et de débit ont des durées de mesure comprises entre 20 et 40 ans. Cette information n'est pas suffisante pour estimer les crues de très faibles occurrences, associées à des périodes de retour importantes. Outre cette contrainte, elles sont limitées spatialement. En France on compte 4000 stations hydrométriques qui contrôlent à peu près 20 % du réseau hydrographique.

Les hydrologues sont alors exposés à deux problématiques majeures:

- comment estimer, les débits de fréquence d'apparition rares (période de retour de plus de 100 ans) sur les sites où on dispose d'information pluviométrique uniquement d'une dizaine d'années d'observations ?
- même question que précédemment mais sur des bassins où l'on ne dispose d'aucune information ?

Devant cet état de fait, le Cemagref a développé un outil permettant de garantir une homogénéité des résultats sur les pluies et les débits à l'échelle du territoire français. Les recherches se sont orientées vers un générateur de pluie horaire couplé à un modèle pluie-débit. Le générateur simule une multitude d'évènements de pluie et les transforme en évènements de crues par un modèle hydrologique. On déduit de l'ensemble des évènements simulés différentes caractéristiques dont on peut étudier la distribution de fréquence empirique. C'est le principe de la méthode Shyreg.

Le générateur de pluie et le modèle hydrologique sont régionalisés à une échelle spatiale de 1 km² sur l'ensemble du territoire. À cette maille de travail, on dispose alors de quantiles de pluie et de débit multi-durée-fréquence. Le passage du débit pixelisé au débit à l'exutoire du bassin nécessite une fonction d'agglomération, prenant en compte l'abattement spatial des pluies et l'abattement hydraulique le long du réseau hydrographique. La mise en œuvre de cette dernière permet d'avoir des quantiles de débit multi-durée-fréquence sur l'ensemble du réseau hydrographique français.

Le dessein de ce mémoire a été d'apporter des améliorations dans la modélisation pluie-débit de la méthode. Ces améliorations ont pour but de répondre aux problèmes suivants :

- quelle est la validité du domaine géographique d'application de la méthode ?
- quelle est la validité du domaine d'extrapolation fréquentielle de la méthode ?

Ces questions m'ont mené à étudier et proposer des modifications sur les différentes hypothèses et le choix de modélisation, associés à la méthode :

- l'amélioration de la fonction d'agglomération des débits qui permet de passer du pixel à l'exutoire d'un bassin. Cette dernière a permis d'élargir la gamme de superficie des bassins où la méthode reste applicable.
- La prise en compte d'un débit de base dans la modélisation hydrologique des crues, pour améliorer les performances en dehors de sa zone de développement (hors méditerranéen).
- L'étude de l'équifinalité des paramètres pour proposer une extrapolation vers les fréquences rares la plus probable.
- L'examen du comportement de la méthode vers les fréquences rares à travers l'étude de critères statistiques calculés pour différentes hypothèses de modélisation.
- pour chacune des modifications effectuées, le contrôle de la régionalisation de la méthode.

Sur l'ensemble de ces points, on s'est appuyé sur un large échantillon de bassins versants regroupant l'ensemble des réponses hydrologiques possibles (bassins méditerranéens, pluvio-nival, bassins en forte interaction avec les nappes, bassins karstiques).

D'autre part, en disposant de quantiles de débit (pour les fréquences courantes et les fréquences extrêmes) issus de l'application d'autres modèles, on pourra confronter ces quantiles avec ceux des sorties Shyreg.

Ce mémoire s'organise en 7 chapitres, dont le premier est cette introduction :

- Le **deuxième chapitre** porte sur la présentation des méthodes de prédétermination couramment utilisées en France. Elles sont appliquées sur deux bassins versants pour mettre en avant leurs hypothèses, leurs domaines d'application et leurs limites.
- Le **troisième chapitre** synthétise les travaux de recherche sur la méthode Shypr/Shyreg à la fois sur le générateur de pluie et sur le modèle hydrologique.
- Le **quatrième chapitre** présente les différents échantillons de bassins ainsi que leurs objectifs respectifs.
- Les **cinquième et sixième chapitres** traitent des avancées sur la partie hydrologique de la méthode, appliquée dans une version locale.
- Le **septième chapitre** porte sur la régionalisation de la méthode avec l'ensemble des modifications effectuées dans les chapitres 5 et 6.

2. État de l'art et contexte

Sommaire

2.1.	Préambule	35
2.1.1.	Introduction	35
2.1.2.	Présentation des bassins « exemples »	37
2.1.3.	Mise en fréquence	39
2.2.	Les méthodes locales	40
2.3.	Loi généralisée des valeurs extrêmes pour un échantillonnage maximum annuel	40
2.3.2.	Conclusion générale sur les lois de type GPD et GEV	48
2.3.3.	La méthode du Gradex	49
2.3.4.	La méthode Schadex	55
2.3.5.	Apport de l'information historique	59
2.3.6.	L'approche QDF local convergent	66
2.4.	Les méthodes statistiques régionales	68
2.4.1.	Généralités sur l'analyse régionale	68
2.4.2.	Les lois statistiques régionales	70
2.5.	Conclusion	76

2.1. Préambule

2.1.1. Introduction

Généralement la prédétermination (« *fait de déterminer à l'avance* ») d'un aléa (par exemple les crues) revient à étudier une variable le caractérisant. En hydrologie, on étudie surtout 2 variables (la pluie et/ou le débit) et cette analyse est réalisée par une approche probabiliste. On se sert des événements passés pour étudier statistiquement le phénomène. Les applications sont diverses et servent par exemple pour l'élaboration des Plan de Protection contre le Risque d'Inondation (PPRi), pour la protection des communes par des digues ou encore pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques comme les ponts et les barrages. Selon la vulnérabilité de l'ouvrage, la loi impose des fréquences de plus en plus rares (Figure 2-1).

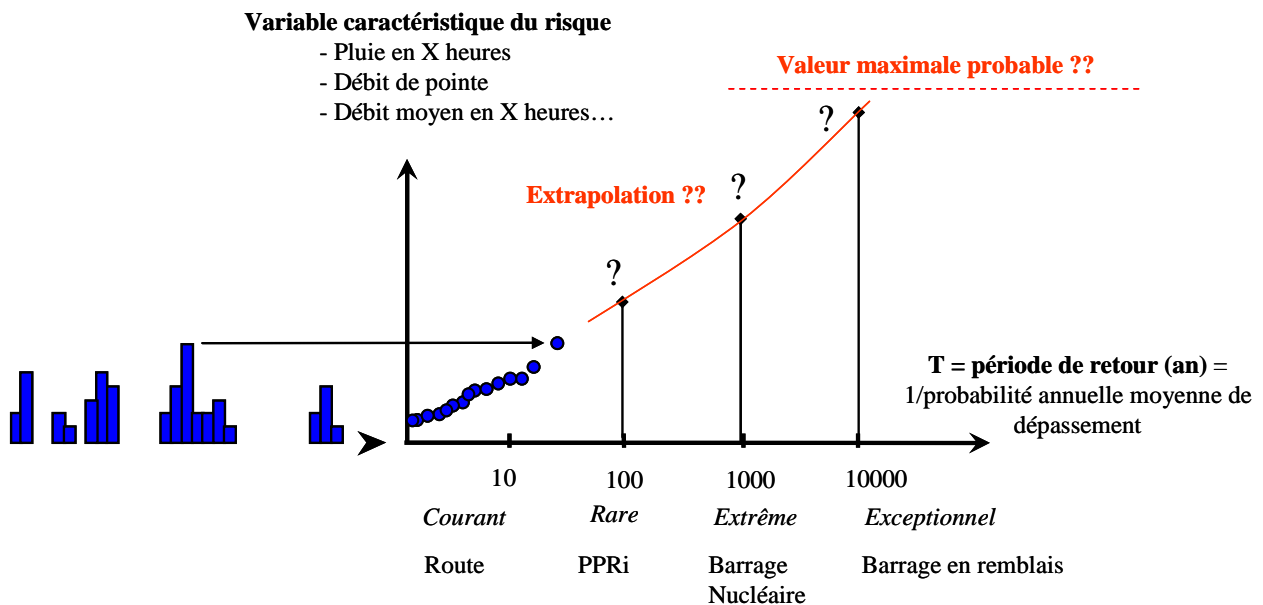


Figure 2-1—Principe de la prédétermination (Arnaud and Lavabre 2011).

Afin de déterminer l'occurrence de ces aléas, les hydrologues ont développé plusieurs méthodes. Ce chapitre a pour objectif d'appliquer sur deux bassins versants les méthodes « classiques » couramment utilisées en hydrologie. De cette façon, ces approches seront plus concrètes. Un indice sera associé aux méthodes en fonction du bassin sur lequel elle sera appliquée :

¹ : la méthode est appliquée sur le bassin du Réal Collobrier, paragraphe 2.1.2.a

² : la méthode est appliquée sur le bassin du Tech, paragraphe 2.1.2.b

Au cours de ces études, on se familiarisera avec elles (les données d'entrées, les hypothèses), et on étudiera leurs domaines d'applications (surfaces et domaine fréquentielle) ainsi que leurs limites.

Généralement lors d'une étude hydrologique on recherche des données locales pour appréhender les phénomènes. Parfois, les données utilisées sont récupérées de stations proches de la zone d'étude. Dans ce cas on applique des méthodes dites locales :

- théorie des valeurs extrêmes¹
- QdF local convergent²
- méthode Gradex^{1,2}
- méthode Schadex²
- approche historique²

Dans le cas de bassins versants non-jaugés (où l'on ne dispose pas de station hydrométéorologique à proximité de l'endroit où l'on veut faire une étude hydrologique) on est obligé d'utiliser une méthode régionale. Cette approche sera appliquée sur le bassin du Réal Collobrier :

- les méthodes de régionalisation¹
- approche statistique régionale¹

2.1.2. Présentation des bassins « exemples »

Le choix s'est porté deux bassins versants, le premier, le Réal Collobrier, bassin versant expérimental géré par le Cemagref depuis 1966. Le second, le Tech, pour lequel on dispose d'une information de crue historique en plus des débits systématiques.

a. Le bassin du Réal Collobrier

Ce bassin est situé sur la façade méditerranéenne dans le département du Var, à l'extrémité Ouest du massif montagneux des Maures, à 20 km au Nord-Est de Toulon. Il est l'affluent du Réal-Martin, affluent du fleuve côtier du Gapeau. Les altitudes extrêmes du bassin principal sont de 80 à 780 mètres avec une altitude moyenne de 330 mètres. Le bassin versant principal a une forme triangulaire et une superficie voisine de 70 km² au niveau de Pont de Fer (Figure 2-2).

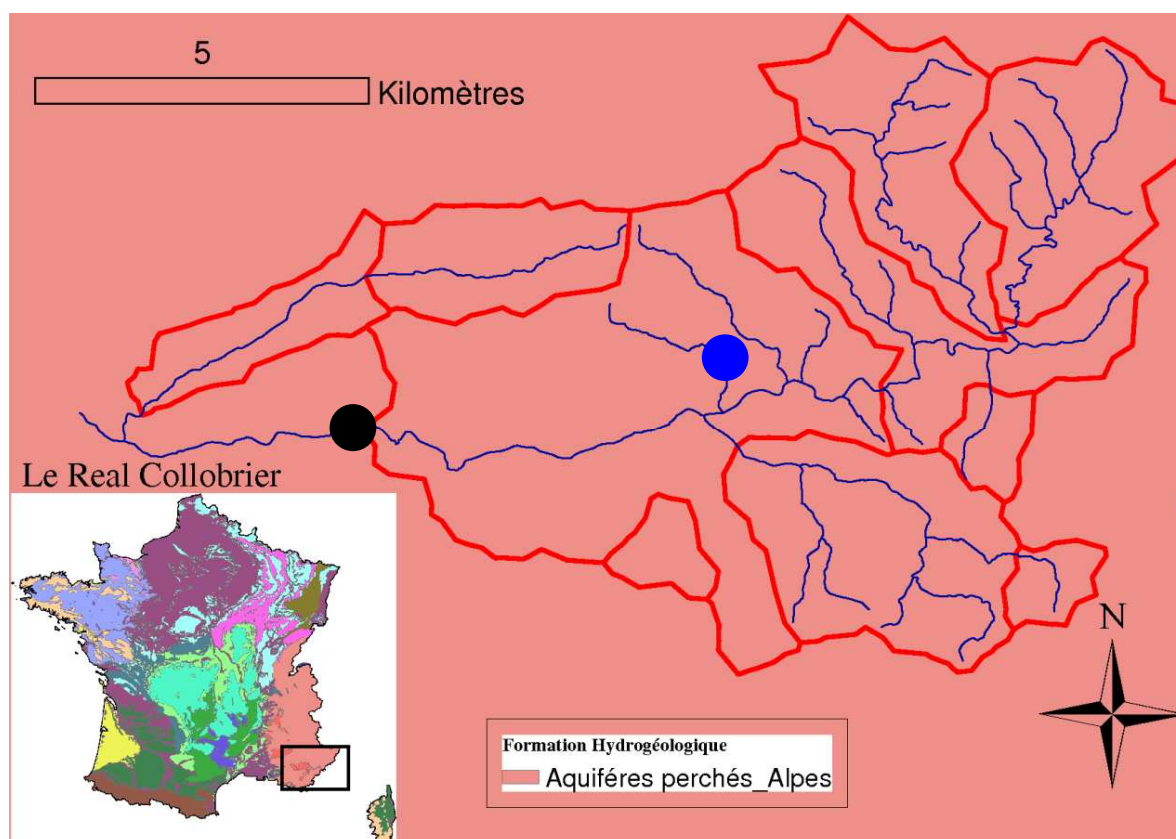


Figure 2-2—Le bassin du Réal Collobrier avec sa formation hydrogéologique : le rond noir et le rond bleu représentent respectivement la station limnimétrique de Pont de Fer et le poste pluviographique des « Bonnaux ».

Ce bassin versant dispose de 17 pluviographes et d'une dizaine de stations limnimétriques. On dispose actuellement de chroniques de pluie et de débit de plus de 45 ans. Sur cette période, un événement se distingue des autres, celui du 13 septembre 1968, où le débit de pointe est estimé à 145 m³/s à Pont de Fer. Le poste pluviographique les « Bonnaux » a enregistré 132 mm de pluie pour cet événement pour un cumul de 2 heures.

La station hydrométrique sera utilisée à l'exutoire du bassin versant au niveau de Pont de Fer. Le poste pluviographique des « Bonnaux » sera choisi comme représentatif de la pluie du bassin versant.

b. Le bassin du Tech

Le Tech est un fleuve côtier de 84 km de long qui prend sa source au Roc-Colom dans les Pyrénées dans le massif du Costabone au Sud du département des Pyrénées-Orientales. À son exutoire en méditerranée, la superficie du bassin versant est de 730 km² au niveau de la réserve naturelle du Mas Larrieu. Jusqu'à Reynès, les gorges sont resserrées et des pentes sont fortes (pente de plus de 10% sur certains affluents), après le lit s'élargit dans la plaine du Roussillon permettant une expansion des crues. Le régime hydrologique est de type méditerranéen avec une composante nivale.

Sur ce bassin, la banque Hydro possède plusieurs stations. On utilisera la station à Reynès qui dispose d'une chronique de débit de 42 ans (code Hydro=Y0254040, S=470 km²) (Figure 2-3). Sur cette station on a relevé un débit maximum de 1200 m³/s en septembre 1992.

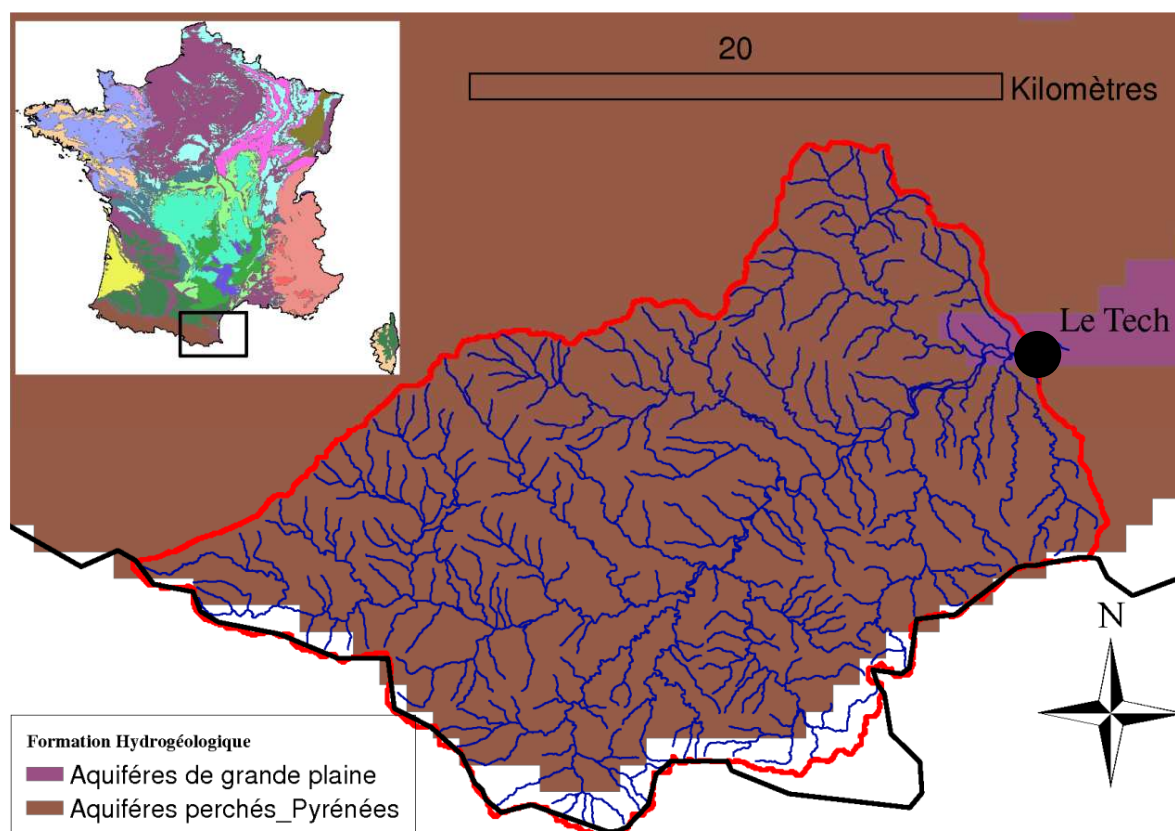


Figure 2-3—Le bassin versant du Tech à Reynès avec sa formation hydrogéologique : le rond noir représente l'exutoire du bassin versant à Reynès.

2.1.3. Mise en fréquence

Une étude statistique exige de pouvoir représenter l'échantillon des valeurs observées sur un graphique avec la loi théorique ajustée sur les observations. Dans une même figure, la variable aléatoire observée (pluie ou débit) est tracée en fonction de sa fréquence de non-dépassement, que l'on nomme fréquence empirique.

a. Les fréquences empiriques

Soit un échantillon d'observations de taille n classées de façon croissante $x_1 \leq x_2 \dots \leq x_i \leq \dots \leq x_n$. La formulation de la fréquence empirique ($F_{\text{empirique}}$) est de la forme :

$$F_{\text{empirique}} = \frac{(i - \alpha)}{(n + 1 - 2\alpha)} \text{ avec } 0 < \alpha < 0.5 \quad (1)$$

Avec :

- i correspondant au rang de x_i dans l'échantillon
- α un coefficient à déterminer

La formule de la fréquence empirique optimale dépend de la fonction de distribution étudiée (Cunnane 1978; Guo 1990; Muller 2006).

Tableau 1–*Différents coefficients permettant de calculer la fréquence empirique*

Formules	α
weibull	0
Beard ou Chegodayev	0.31
Blom	0,38
Gringorten	0.44
Hazen	0.5

Dans la suite de ce rapport, la formule choisie est la formule de Hazen, couramment choisie en hydrologie et bien adaptée pour les lois associées aux valeurs extrêmes.

b. Calcul de la période de retour empirique

Le calcul d'une période de retour dépend de l'échantillonnage effectué : valeurs maximales annuelles (voir paragraphe 2.3) ou valeurs supérieures à un seuil (voir paragraphe 0). La période de retour correspondant à la fréquence empirique dans le cas d'un échantillonnage des maximums annuels est donnée par l'équation (2) :

$$T = \frac{1}{1 - F_{\text{empirique}}} \quad (2)$$

La période de retour correspondant à la fréquence empirique dans le cas d'un échantillonnage supérieur à un seuil est donnée par l'équation (3):

$$T = \frac{1}{\mu(1 - F_{\text{empirique}})} \quad (3)$$

Où μ est le nombre moyen d'évènements supérieurs au seuil par an.

2.2. Les méthodes locales

Dans cette partie, 6 méthodes locales sont étudiées. Les deux premières méthodes sont issues des lois de la théorie des valeurs extrêmes pour un échantillonnage max-annuel et sup-seuil. On détaille aussi les différentes techniques d'estimation de paramètres. La troisième est la méthode du Gradex. Ces 3 méthodes sont appliquées sur le bassin expérimental du Réal Collobrier. Enfin, les méthodes Schadex, approche historique et QdF seront examinées sur le bassin du Tech.

2.3. Loi généralisée des valeurs extrêmes pour un échantillonnage maximum annuel

a. Théorie des Valeurs Extrêmes

Les différentes lois utilisées pour étudier les valeurs extrêmes sont issues de la théorie des valeurs extrêmes. Cette théorie s'énonce comme suit. Soit X_i , une séquence de variables aléatoires indépendantes et identiquement distribuées (iid) correspondant à une même fonction de répartition F .

$$F(x) = \Pr(X \leq x) \quad (4)$$

Soit M_n est l'analyse du maximum d'un échantillon de taille n :

$$M_n = \max\{X_1, \dots, X_n\} \quad (5)$$

Comme les variables aléatoires sont indépendantes et identiquement distribuées, on obtient l'équation(6)

$$\begin{aligned} \Pr(M_n \leq x) &= \Pr(X_1 \leq x, \dots, X_n \leq x) \\ \Pr(M_n \leq x) &= [F(x)]^n \end{aligned} \quad (6)$$

L'analyse statistique des valeurs extrêmes consiste à se concentrer uniquement sur la modélisation des valeurs les plus fortes d'une variable aléatoire. La théorie des valeurs extrêmes nous donne le comportement asymptotique de la variable aléatoire M_n .

Théorème (Extremal Types theorem): S'il existe des suites a_n et b_n avec $a_n > 0$ et b_n appartenant à \mathfrak{R} vérifiant l'équation (7):

$$\Pr\left(\frac{M_n - b_n}{a_n} \leq x\right) \xrightarrow{n \rightarrow +\infty} G(x) \quad (7)$$

Alors la loi G limite de M_n est une loi généralisée des valeurs extrêmes à trois paramètres (μ, σ, ξ), introduite par Von Mises, Jenkinson et Gumbel dont la fonction de répartition G est l'équation (8) (Gumbel 1958; Jenkinson 1955; Von Mises 1954) :

$$G(x) = \exp\left[-\left\{1 + \xi\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right\}^{-\frac{1}{\xi}}\right] \quad (8)$$

Cette loi est définie pour tout x tel que : $1 + \xi \frac{x - \mu}{\sigma} > 0$, $-\infty \leq \mu \leq +\infty$, $-\infty \leq \xi \leq +\infty$ et $\sigma > 0$.

G est la loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV), σ est le paramètre d'échelle, ξ est le paramètre de forme, μ est le paramètre de position. La loi de type I correspond à $\xi = 0$ (Gumbel), la loi de type II correspond à $\xi > 0$ (Domaine de Fréchet) et la loi de type III correspond à $\xi < 0$ (Domaine de Weibull).

En hydrologie, plusieurs méthodes d'estimation des paramètres sont couramment utilisées : la méthode du maximum de vraisemblance (MLE), la méthode des moments pondérés (PWM) et la méthode des L-moments (LM). Dans cette partie, on détaillera l'ensemble de ces méthodes qui seront utilisées pour réaliser des ajustements sur des chroniques de débit.

b. Estimation des paramètres par le maximum de vraisemblance (MLE)

Pour estimer les paramètres d'une loi, on peut utiliser la méthode du maximum de vraisemblance. Sous l'hypothèse que X_1, \dots, X_n sont des variables indépendantes ayant la même loi de distribution GEV avec comme fonction de densité $f(x)$ à 3 paramètres μ, σ, ξ . La fonction de vraisemblance s'écrit pour un échantillon (x_1, x_2, \dots, x_n) de taille n :

$$L(\mu, \sigma, \xi) = \prod_{i=1}^{i=n} f(x_i, \mu, \sigma, \xi) \quad (9)$$

Il est plus facile de travailler avec le logarithme des vraisemblances, équation (10):

$$l(\mu, \sigma, \xi) = \log[L(\mu, \sigma, \xi)] = \sum_{i=1}^{i=n} \log[f(x_i, \mu, \sigma, \xi)] \quad (10)$$

Le log-vraisemblance d'une loi GEV s'écrit:

$$l(\mu, \sigma, \xi) = -n \log \sigma - (1 + 1/\xi) \sum_{i=1}^{i=n} \log \left[1 + \xi \left(\frac{x_i - \mu}{\sigma} \right) \right] - \sum_{i=1}^{i=n} \left[1 + \xi \left(\frac{x_i - \mu}{\sigma} \right) \right] \quad (11)$$

Le package *fExtremes* du langage R permet d'estimer les paramètres de différentes lois avec le maximum de vraisemblance.

c. Estimation des paramètres avec la méthode des moments pondérés (PWM)

Greenwood propose la méthode des moments pondérés (Greenwood et al. 1979; Landwehr et al. 1979). Sa formulation est de la forme (12) et (13).

$$M_{p,r,s} = E[X^p F^r (1-F)^s] \quad (12)$$

$$M_{p,r,s} = \int_0^1 [x(F)]^p F^r (1-F)^s dF \quad (13)$$

On note $x(F)$ qui est la fonction inverse de F ou F est la fonction de répartition de la loi GEV et p, r, s sont des nombres réels. En pratique, on utilise les moments $p=1$ et $s=0$, équation (14) :

$$\beta_r = M_{1,r,0} = \int_0^1 x(F) F^r dF \quad (14)$$

Pour un échantillon de taille n , classé par ordre croissant $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$, b_r est un estimateur non biaisé de β_r , équation (15) :

$$b_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1)!(n-r-1)!}{(i-r-1)!(n-1)!} x_i \quad (15)$$

On résout le système en égalant les moments d'ordre r théoriques aux estimations faites sur les observations. On pose autant d'équations que de paramètres à estimer, équation (16) :

$$\beta_r = b_r \quad (16)$$

Le package *fExtremes* du langage R permet de résoudre ce système d'équations et d'estimer les paramètres des lois avec la méthode des moments pondérés. Pour une loi GEV à trois paramètres, on utilise trois équations.

d. Estimation des paramètres avec la méthode des L-moments (LM)

Hosking introduit la méthode des L-moments qui est utilisée pour les approches régionales (Hosking 1990; Hosking and Wallis 1997). Pour une variable aléatoire X avec une fonction de répartition F , on calcule la quantité β_r définie par la méthode des moments pondérés.

$$\beta_r = M_{1,r,0} = \int_0^1 x(F)F^r dF \quad (17)$$

Ces L-moments notés λ_r , dérivent d'une combinaison linéaire des moments de probabilité pondérés :

$$\begin{aligned} \lambda_{r+1} &= \sum_{k=0}^r p_{r,k} \beta_k \\ p_{r,k} &= (-1)^{r-k} C_k^r C_k^{r+k} \\ \lambda_1 &= \beta_0 \\ \lambda_2 &= 2\beta_1 - \beta_0 \\ \lambda_3 &= 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \\ \lambda_4 &= 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \end{aligned} \quad (18)$$

Les rapports des L-moments sont les ratios des quantités suivantes :

$$\tau_r = \frac{\lambda_r}{\lambda_2} \text{ avec } r=3,4 \quad (19)$$

- les nombres λ_1 et λ_2 correspondent respectivement à la moyenne et à l'échelle de la distribution.
- **le coefficient de variation** est défini par $\tau = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}$.
- le coefficient τ_3 appelé le **coefficient d'asymétrie (skewness)** mesure le degré d'asymétrie.
- le coefficient τ_4 est le **coefficient d'aplatissement (kurtosis)** qui mesure le degré d'écrasement de la distribution.

Soit un échantillonnage de taille n classé par ordre croissant ($x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_i \leq \dots \leq x_n$):

$$l_{r+1} = \sum_{k=0}^r p_{r,k} b_k \quad (20)$$

$$b_r = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{(j-1)(j-2)\dots(j-r)}{(n-1)(n-2)\dots(n-r)} x_j \quad (21)$$

$$t_r = \frac{l_r}{l_2} \text{ avec } r=3,4 \quad (22)$$

On résout le système en égalant les moments d'ordre r théoriques aux estimations faites sur les observations. On pose autant d'équations que de paramètres à estimer, équation (23):

$$t_r = \tau_r \text{ avec } r=3,4 \quad (23)$$

On utilisera ces moments pour les études régionales (paragraphe 2.4). Dans le cas d'une loi GEV, on utilise les 3 premiers rapports des moments.

e. Application sur le bassin du Réal Collobrier

Dans cette partie, deux ajustements de lois (GEV à 3 paramètres et Gumbel à 2 paramètres) sont étudiés avec différentes méthodes d'estimation des paramètres et les résultats des estimations des paramètres et des quantiles de débit sont présentés dans le Tableau 2.

Tableau 2—Méthode d'ajustement des paramètres avec une loi de Gumbel et GEV et estimation des quantiles de débits sur le bassin du Réal Collobrier

Méthode	Loi	Paramètre de forme	Paramètre de position	Paramètre d'échelle	T=10 ans	T=100 ans	T=1000 ans
MLE	Gumbel	0	28	22	80 m ³ /s	132 m ³ /s	184 m ³ /s
	GEV	0.24	25	20	85 m ³ /s	193 m ³ /s	377 m ³ /s
PWM	Gumbel	0	17	43	114 m ³ /s	215 m ³ /s	314 m ³ /s
	GEV	0.12	26	22	84 m ³ /s	163 m ³ /s	267 m ³ /s
LM	Gumbel	0	27	25	89 m ³ /s	154 m ³ /s	217 m ³ /s
	GEV	0.08	28	27	96 m ³ /s	181 m ³ /s	284 m ³ /s

On s'aperçoit que l'estimation des paramètres d'une loi de Gumbel est proche pour les méthodes de LM et MLE mais diffère avec la méthode PWM. Le paramètre d'échelle est de 43 (méthode PWM) contre 22 (la méthode MLE et ML). Pour une loi à trois paramètres, l'estimation du paramètre de forme est comprise entre 0.24 et 0.08. Ce dernier a un impact important sur la queue de la distribution ce qui pour les fréquences extrêmes amène à de fortes disparités. En effet le quantile de débit de pointe millénale varie entre 377 m³/s et 267 m³/s.

La Figure 2-4 représente les distributions de débit avec les observations.

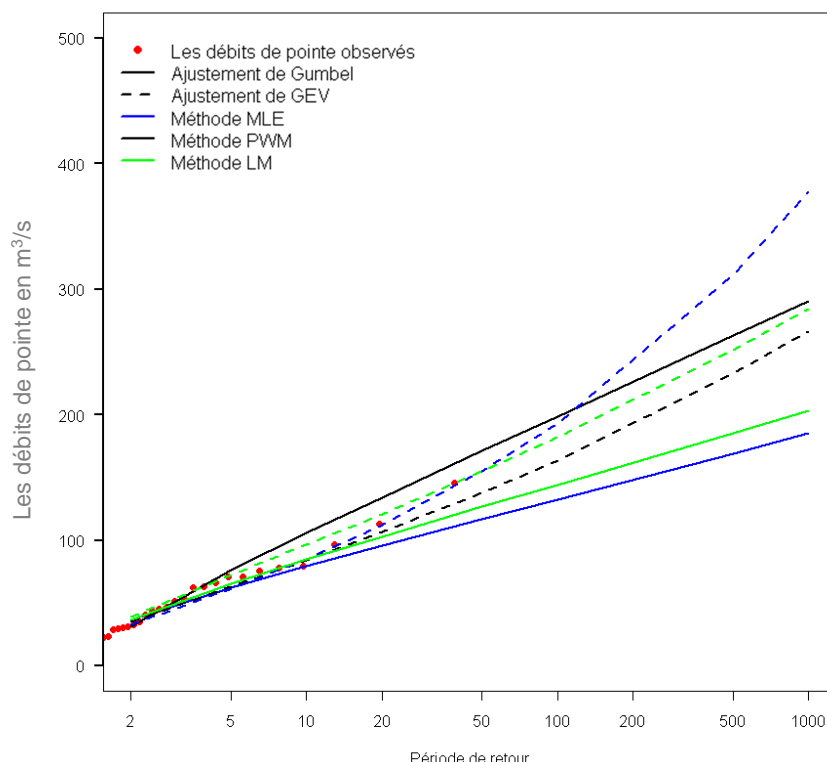


Figure 2-4—Distribution de fréquence des débits de pointe pour un échantillonnage max-annuel sur le bassin du Réal Collobrier au Pont de Fer.

L'analyse de la Figure 2-4 montre que les lois s'ajustent généralement bien aux observations, mais peuvent proposer des extrapolations différentes. Le choix de la méthode d'ajustement semble avoir autant d'importance que le choix de la loi théorique à utiliser.

Loi généralisée des valeurs extrêmes pour un échantillonnage sup-seuil

Cette partie traite de l'échantillonnage supérieur à un seuil. Cet échantillonnage permet de prendre en compte un nombre plus élevé de valeurs par rapport à un échantillonnage max-annuel. En contrepartie, il est nécessaire de choisir un seuil adéquat, de façon à ce que les valeurs retenues soient indépendantes, tout en imposant des contraintes d'espacement entre deux épisodes (Lang et al. 1999).

f. Théorème des Valeurs Extrêmes

Soit X_i , une séquence de variables aléatoires (iid) correspondant à une fonction de répartition F . Soit M_n est l'analyse des maxima d'un échantillon de taille n , équation (24) :

$$M_n = \max\{X_1, \dots, X_n\} \quad (24)$$

Théorème (Extremal Types theorem): S'il existe des suites a_n et b_n avec $a_n > 0$ et b_n appartenant à \mathfrak{R} vérifiant l'équation (25):

$$\Pr\left(\frac{M_n - b_n}{a_n} \leq x\right) \xrightarrow{n \rightarrow +\infty} G(x), \quad G \text{ est une GEV.} \quad (25)$$

Alors u est un seuil élevé tel que u tend vers l'infini :

$$\Pr[X \leq x \mid X > u] \rightarrow H(x) \quad (26)$$

$H(x)$ est une loi de Pareto généralisé (GPD) définie, équation (27) :

$$H(x) = 1 - \left[1 + \xi \left(\frac{x - u}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\xi}} \quad (27)$$

- cette loi est définie avec $\frac{x - u}{\sigma} < -\frac{1}{\xi}$, pour $\xi < 0$
- cette loi est définie avec $\frac{x - u}{\sigma} < -\frac{1}{\xi}$ pour $\xi > 0$
- pour $\xi = 0$, $H(x)$ est une loi exponentielle, $H(x) = \exp\left[-\frac{(x - u)}{\sigma}\right]$

g. Estimation des paramètres d'une loi de Pareto généralisée (GPD)

L'estimation des paramètres d'une loi de Pareto généralisée équation (27) peut être effectuée à l'aide des 3 méthodes présentées dans le paragraphe précédent 2.3.

h. Le choix du seuil

Le choix du seuil reste délicat car si on le choisit trop bas, il entraîne un nombre trop important de crues de faible ampleur qui risquent d'être dépendantes. On ne pourrait pas être dans l'hypothèse asymptotique du théorème précédent, qui ne s'applique que quand le nombre d'évènements tend vers l'infini. Réciproquement si le seuil est trop haut, il engendre un effectif trop faible de valeurs maximales. La méthode présentée est celle de Coles qui permet d'estimer le seuil en fonction de la stationnarité des paramètres (package *evd* du langage R) (Coles 2001).

Pour déterminer le seuil adéquat, une des techniques utilisées est de tracer l'estimation des paramètres de la loi de Pareto pour différents seuils. Soit σ_{u_0} et ξ_{u_0} le paramètre d'échelle et de forme d'une loi de Pareto pour un seuil u_0 et σ_u et ξ_u le paramètre d'échelle et de forme d'une loi de Pareto pour un seuil u , avec $u > u_0$. Pour des seuils différents, les paramètres de forme sont supposés identiques $\xi_{u_0} = \xi_u = \xi$. En égalant ces deux lois on obtient, équation (28) :

$$\sigma_u = \sigma_{u_0} + \xi(u - u_0) \quad (28)$$

Ainsi, le paramètre d'échelle change avec le seuil u à moins que $\xi = 0$. Cependant, on peut réaliser un changement de variable qui permet de rendre le paramètre d'échelle constant quel que soit le seuil choisi. On introduit alors le paramètre d'échelle modifié σ_m , équation (29)

$$\sigma_m = \sigma_u - \xi u \quad (29)$$

L'estimation de σ_m (paramètre d'échelle modifié) ainsi que de ξ (paramètre de forme), devrait être constante au dessus du seuil u_0 .

i. Application sur le bassin du Réal Collobrier

Pour différents seuils, compris entre 20 et 60 m³/s, on estime les paramètres d'échelle modifiés et de forme (Figure 2-5). Le nombre d'évènements sélectionnés entre ces deux seuils varie de 60 à 14.

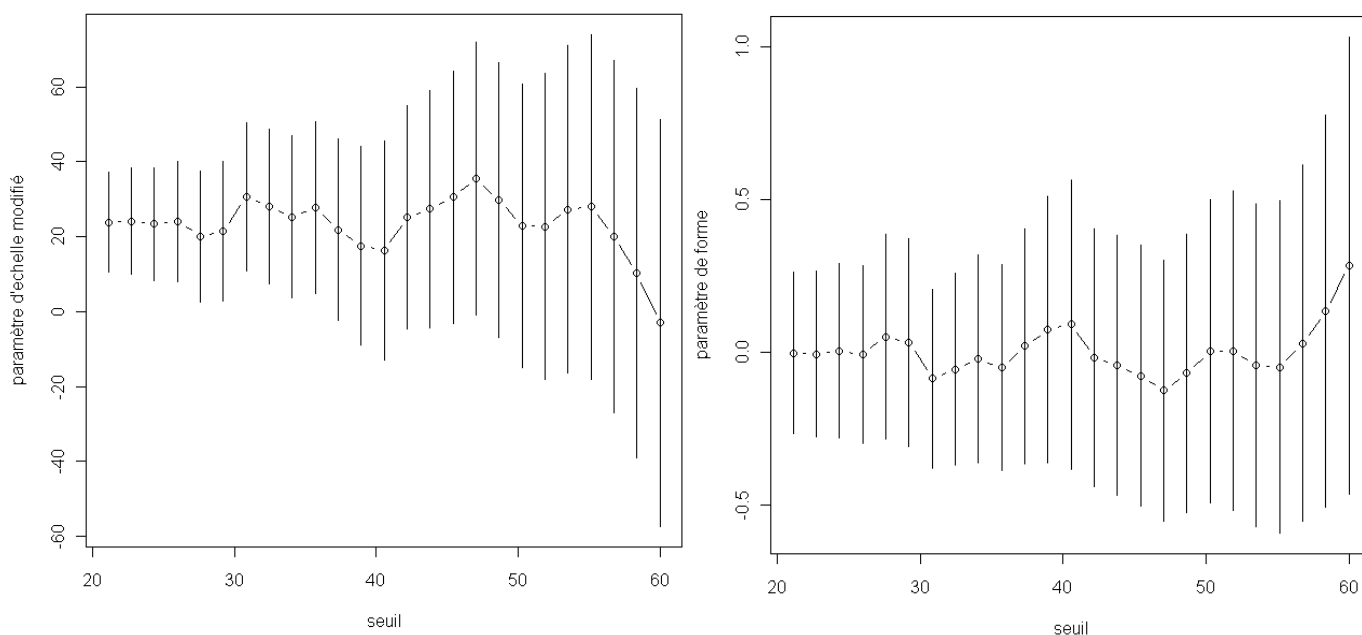


Figure 2-5—À droite, le paramètre d'échelle modifié en fonction du seuil, et à gauche, le paramètre de forme en fonction du seuil sur les débits de pointe du Réal Collobrier au Pont de Fer. Les barres verticales représentent les intervalles de confiance à 95%.

Ainsi, l'examen de la Figure 2-5 montre que le paramètre d'échelle modifié et le paramètre de forme sont peu variables entre les seuils de 20 m³/s et 30 m³/s. Après, les paramètres fluctuent et les intervalles de confiance deviennent trop importants. On peut noter que suivant le seuil, le paramètre de forme varie de -0.12 à +0.28, entraînant une extrapolation différente des débits de pointe. Le choix du seuil alors est fixé à 30 m³/s. Ce dernier est suffisamment haut (puisqu'on dispose de 39 évènements) et les intervalles de confiance ne sont pas très dispersés.

Tableau 3—Estimation des paramètres et des quantiles de débit de pointe avec un échantillonnage supérieur au seuil de 30 m³/s sur le Réal Collobrier au Pont de Fer

Ajustement	Paramètres de formes(ξ)	Paramètres d'échelles (σ)	Seuil	T=10 ans	T=100 ans	T=1000 ans
Exponentielle	0	25.30	30 m ³ /s	87 m ³ /s	145 m ³ /s	203 m ³ /s
GPD	-0.085	30.68	30 m ³ /s	92 m ³ /s	145 m ³ /s	189 m ³ /s

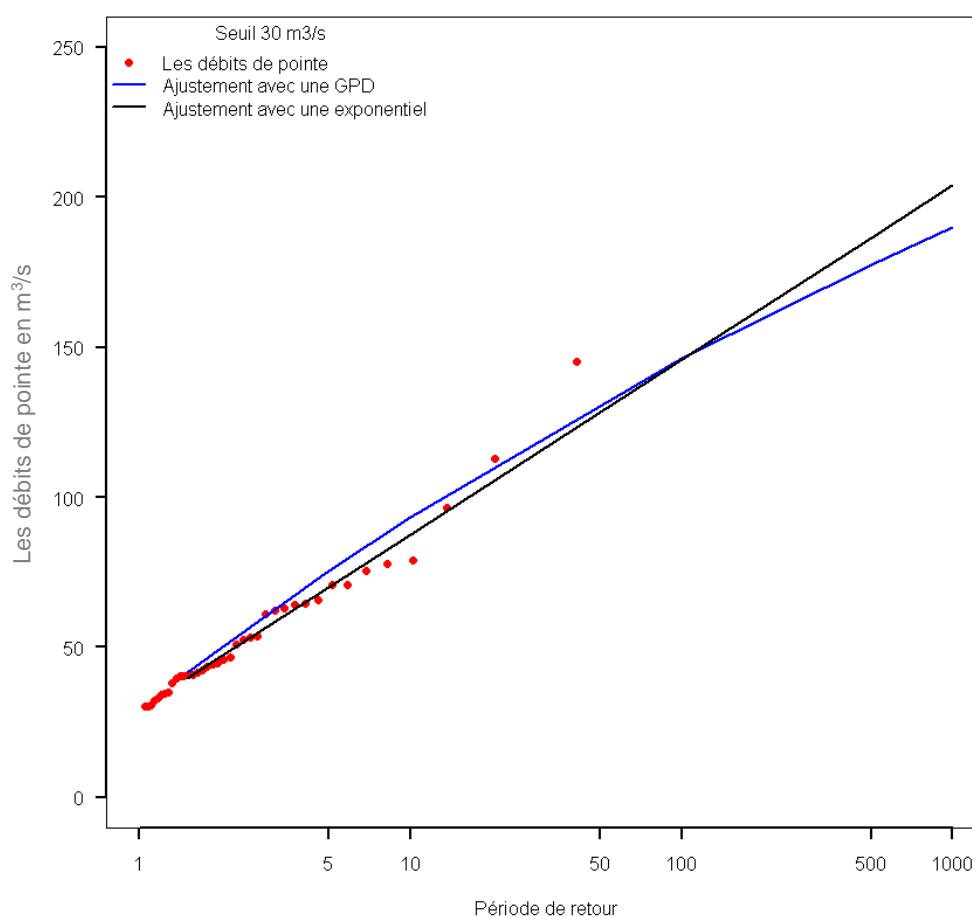


Figure 2-6—Distribution de fréquence des débits de pointe avec un échantillonnage sup-seuil sur le Réal Collobrier au Pont de Fer.

2.3.2. Conclusion générale sur les lois de type GPD et GEV

L'application de ces méthodes au bassin du Réal Collobrier au Pont de Fer, conduit aux conclusions suivantes.

On note la difficulté d'estimer le paramètre de forme ξ qui conditionne essentiellement les extrapolations vers les fréquences extrêmes.

- pour les lois de type GEV, le paramètre de forme est compris entre 0.08 et 0.26
- pour les lois de type GPD, le paramètre de forme varie de -0.085 à +0.24 suivant le seuil choisi.

Au final le paramètre de forme varie de -0.085 à +0.26. Ribatet fait une synthèse des performances des différentes méthodes d'estimation des paramètres des lois issues de la théorie des valeurs extrêmes : « lorsque $\xi < -1$, l'estimateur MLE n'existe plus puisque la vraisemblance n'admet pas de maximum local. Lorsque $\xi > 0.5$, l'estimateur MLE n'existe pas puisque la variance est alors infinie. De même, lorsque $\xi > 1$, les PWM n'existent plus asymptotiquement. De plus avec les PWM et lorsque $\xi < 0$, certaines observations peuvent ne plus appartenir au domaine de définition de la loi (i.e $x \geq -\frac{\sigma}{\xi}$). » (Hosking and Wallis 1987; Jin 2007; Ribatet 2007).

Ces techniques d'estimation des quantiles donnent de bons résultats sur les fréquences courantes ($T < 10$ ans). Les distributions s'ajustent bien aux corps des observations. Il existe des tests statistiques qui permettent de juger du meilleur ajustement mais à condition que le test ne rejette aucun de ces ajustements. On peut citer les tests de Kolmogorov (Kolmogorov 1941) et du χ^2 (Plackett 1983).

Cette technique d'estimation n'a pas de limite d'application en matière de superficie. Il faut des longueurs de chronique de plus de 10 ans de mesures. Sur les grands fleuves les chroniques sont assez longues (parfois plus de 100 ans de données) et leur utilisation est alors possible pour l'estimation des quantiles rares.

Lang et Lavabre conseillent de limiter l'extrapolation à la période de retour de 100 ans lorsque les chroniques sont courtes (Lang and Lavabre 2007). Au-delà, l'utilisation de ces lois statistiques est délicate du fait de la très forte non linéarité entre les débits et les pluies.

2.3.3. La méthode du Gradex

a. Introduction

La méthode du GRADEX (GRADient des valeurs EXtrêmes) a été mise au point à la Division Technique Générale d'EDF² dans le but d'estimer les crues de période de retour millénaire et décennaire, dans le cadre de la sécurité des grands barrages (Guillot 1979; Guillot 1993; Guillot and Duband 1967). Cette méthode permet d'estimer des quantiles de débit à partir de l'information pluviométrique.

b. La méthode

La méthode du Gradex (**Figure 2-7**) est applicable pour des gammes de superficie comprise entre 10 à 10 000 km², pour des bassins avec des temps de concentration, D , inférieurs à 4 jours et où les crues sont provoquées par des précipitations liquides. Cette méthode repose sur trois hypothèses importantes :

Hypothèse.1

Les auteurs de cette méthode ont mené des études dans plusieurs pays (Etats-Unis, Australie, Afrique du Sud et Israël) les conduisant à admettre que la loi de probabilité des valeurs extrêmes de pluie présente asymptotiquement un caractère exponentiel pour les valeurs fortes. Le Gradex est le coefficient $ap(d=D)$ qui correspond au paramètre d'échelle de la loi de Gumbel ou exponentiel, selon l'échantillonnage, ajusté sur les pluies maximales de durée D (en heure).

Hypothèse.2

La deuxième hypothèse est de considérer qu'à partir d'une certaine période de retour, il y a saturation complète du bassin versant. Par conséquent, au-delà de cette période de retour, tout supplément de précipitation va entièrement ruisseler. Cela conduit à extrapoler la distribution de fréquence des débits par le même paramètre d'échelle (même Gradex) que celui de la distribution des pluies. Les courbes de quantile sont parallèles. Le point de départ de cette extrapolation est fixé à une période de retour T_g (point pivot) comprise entre 10 et 50 ans.

Hypothèse.3

La dernière hypothèse est de considérer que la forme des hydrogrammes est invariante avec les périodes de retour. Le coefficient $RXd=D$ est un rapport entre les débits de pointe et le volume de la crue pour une durée $d=D$, où D correspond au temps caractéristique d'un bassin versant.

L'expression analytique du quantile de débit de durée d et de période de retour T est :

$$QIX(T,d) = QIX(T_g,d) + ap(d) [u(T,d) - u(T_g,d)] \quad (30)$$

$$ap(d)(m^3/s) = \frac{ap(d) S(km^2)}{[86.4 d(jours)]}, u(T) \text{ variable réduite de Gumbel et } T \text{ la période de retour}$$

Le passage du volume en débit de pointe nécessite le coefficient de forme moyen des hydrogrammes $RXd=D$, équation (31) :

$$\text{Pour } d=D : QIX(T) = QIX(T_g) + RX(d=D) ap(d=D) [u(T) - u(T_g)] \quad (31)$$

² EDF : Electricité De France

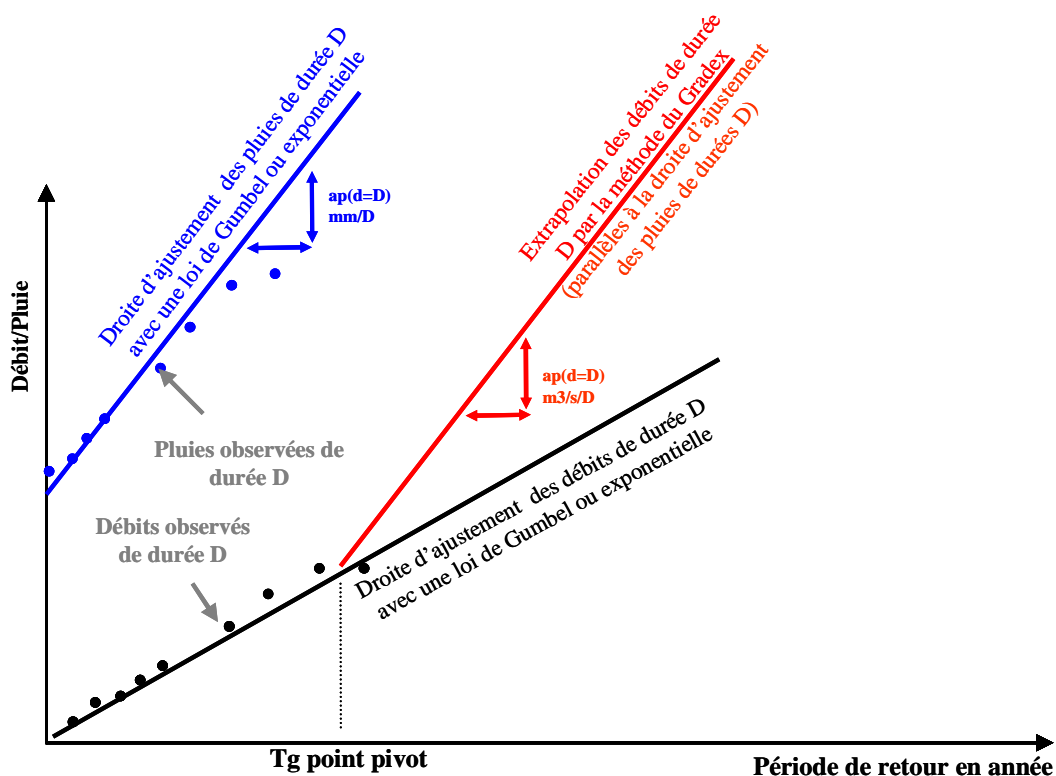


Figure 2-7—La méthode du Gradex

c. Estimation de la durée D sur le bassin du Réal Collobrier

Pour déterminer le temps de réaction en crue d'un bassin, on décide de raisonner à l'aide de la forme moyenne des hydrogrammes de crue. Pour cela, on sélectionne les hydrogrammes avec les critères suivants :

- les débits de pointe doivent être supérieurs à un certain seuil (seuil fixé à 30 m³/s dans le cas d'application)
- les hydrogrammes sélectionnés sont de forme simple.

A partir de ces caractéristiques, on conserve 39 crues Figure 2-8.

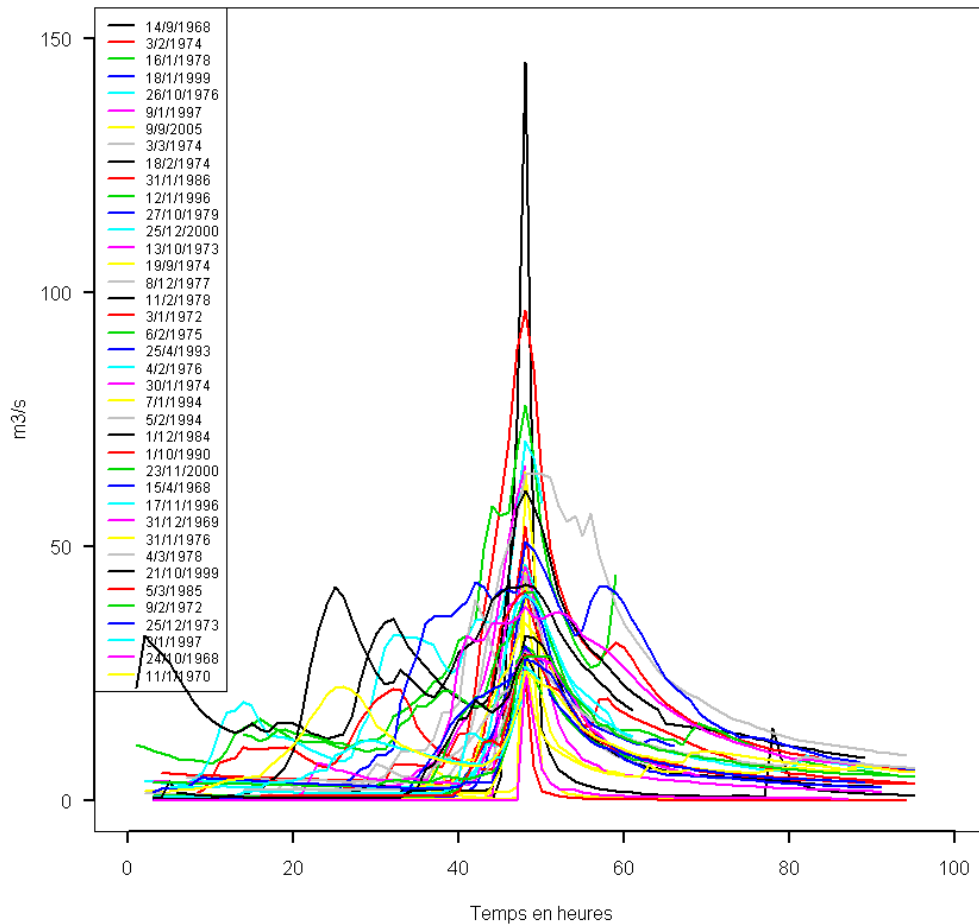


Figure 2-8—Sélection des hydrogrammes de crues les plus importants sur le bassin du Réal Collobrier au Pont de Fer

On s'aperçoit que les plus fortes crues sont très pointues ce qui signifie que le rapport RXD semble dépendant de l'intensité de l'événement. Les montées sont très rapides, par exemple pour la plus forte crue, celle de septembre 1968, la montée de l'hydrogramme s'est faite en 3 heures seulement. Cette remarque remet en question l'hypothèse d'un RXD constant pour l'extrapolation des débits de pointe. Avec ce lot d'évènements, on détermine la durée caractéristique D du bassin versant.

Les hydrogrammes sont rendus adimensionnels en les divisant par le débit de pointe maximum puis ils sont centrés sur leur pointe. Par une moyenne arithmétique, on construit l'hydrogramme moyen représentant la dynamique du bassin versant (Figure 2-9).

La durée caractéristique D de la méthode Socose peut être calculée de la manière suivante : D correspond au temps pendant lequel le débit dépasse la moitié du débit de pointe. L'intérêt de cette méthode est d'être applicable à tous les bassins versants (Lang and Lavabre 2007).

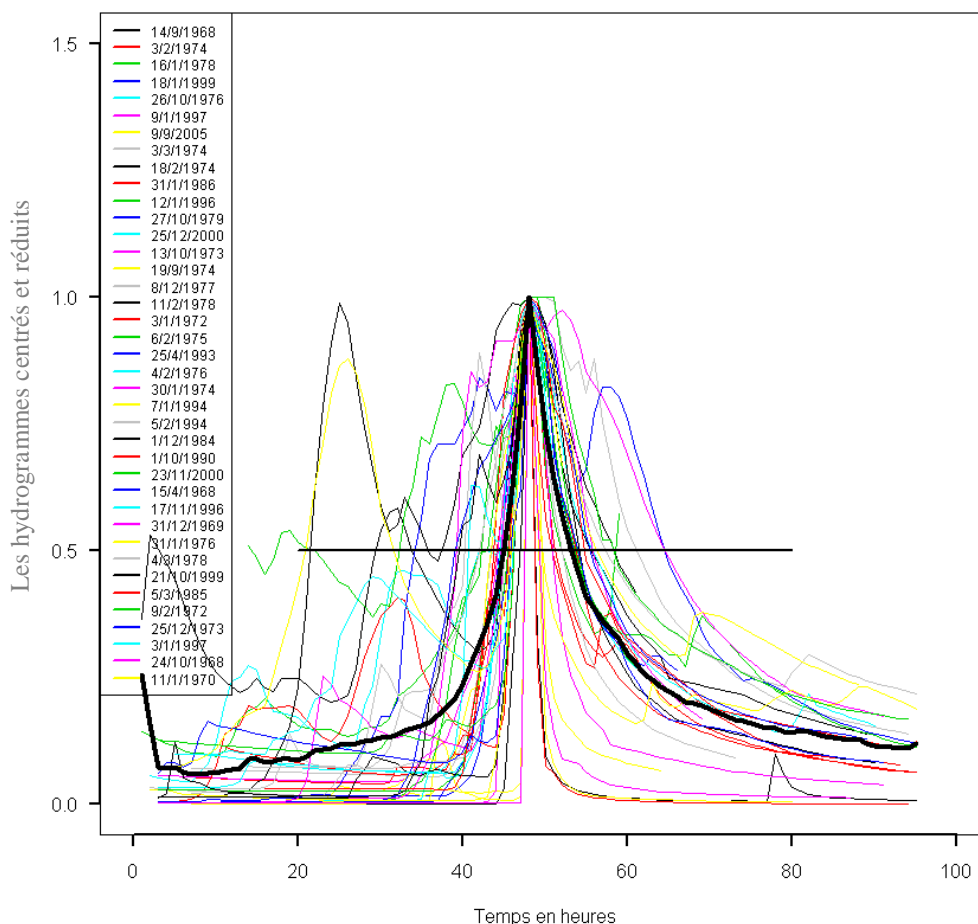


Figure 2-9—Les hydrogrammes centrés et réduits et l'hydrogramme moyen du bassin versant du Réal Collobrier au niveau de Pont de Fer. On estime la durée $D=9h$.

On dégage une durée caractéristique, $D=9$ h, pour le Réal Collobrier au Pont de Fer. C'est la durée sur laquelle sera effectuée l'étude Gradex.

d. Calcul des débits de pointe

Dans le Tableau 4, l'ensemble des données sont présentées pour permettre l'extrapolation des débits de pointe avec la méthode du Gradex. Le point pivot T_g est fixé à la période de retour 10 ans (Figure 2-10). Le coefficient de forme RXD retenu est la valeur moyenne des 39 coefficients RXD. Il est estimé à 1.48. Le gradex des pluies de durée $D=9h$ est estimé à 16 mm/9h.

Tableau 4—Résultats de la méthode du Gradex sur le bassin du Réal Collobrier au Pont de Fer

Temps caractéristique (D)	RXD max	RXD médian	Gradex des pluies	T=100 ans	T=1000 ans
9h	2.33	1.48	16 mm/9h	200 m ³ /s	318 m ³ /s

Les distributions des débits de pointe calculées par la méthode du Gradex et un ajustement d'une loi de Gumbel, sont représentées sur la Figure 2-10.

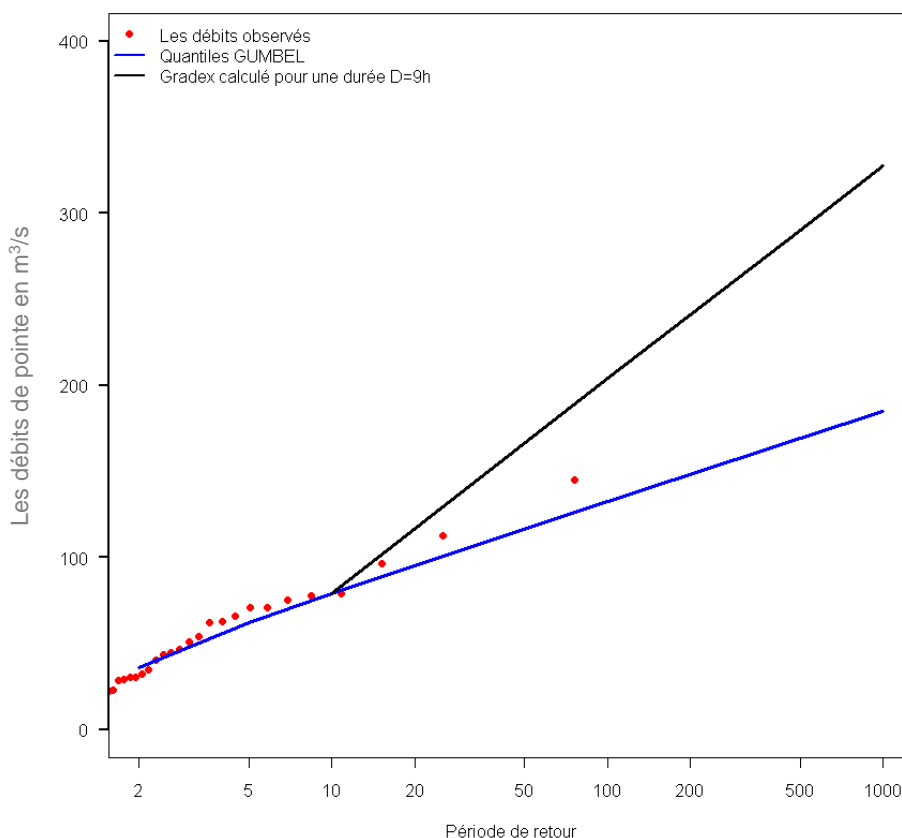


Figure 2-10—Distribution de fréquence des débits de pointe sur le bassin du Réal Collobrier au niveau de Pont de Fer estimée avec la méthode du Gradex

La distribution obtenue par la méthode du Gradex entraîne une cassure au niveau du point pivot. Le quantile de débit de pointe à 1000 ans est estimé à 318 m³/s, soit un débit pseudo-spécifique de 10 m³/s/km^{1.6}. Le débit pseudo spécifique est un ratio entre le débit et la superficie du bassin versant à la puissance 0.8. Il a été introduit durant les travaux de Payrastre afin de normaliser les débits estimés entre différents points du bassin versant (Payrastre 2005; Yoo et al. 2007).

Cette valeur de 10 m³/s/km^{1.6} sur le bassin du Réal Collobrier n'est pas très forte par comparaison avec l'évènement du mois de Juin 2010 sur la Florieye (bassin situé à quelques kilomètres du Réal) où les débits pseudo-spécifiques ont atteint 15 m³/s/km^{1.6}.

e. Conclusions et limites de la méthode

Au niveau international plusieurs auteurs ont critiqué cette méthode et montré ces limites (Ben-Zvi 1980; Beran 1981; Michel and Oberlin 1987; Reed 1994). On en résume les différents points importants.

- on note une variabilité importante de la durée D , temps caractéristique du bassin versant (par exemple $D=4$ h pour l'hydrogramme le plus fort, alors que la valeur moyenne est prise à 9h).
- la première hypothèse est le choix de la loi de distribution des pluies. Dans ce cas, il s'agit d'une loi de Gumbel avec un paramètre d'échelle (Gradex des pluies) de 16 mm. Plusieurs articles ont été écrits sur la limite d'utilisation des lois à décroissance strictement exponentielle (Coles and Pericchi 2003; Koutsoyiannis 2004; Muller 2006). Au final, ces lois peuvent entraîner une surestimation de la période de retour des quantiles de pluie.
- la deuxième hypothèse sur le point pivot peut paraître arbitraire. Dans l'application, nous avons décidé arbitrairement d'une période de retour $T=10$ ans. De plus, ce dernier entraîne une cassure dans la distribution des débits et peut induire à une surestimation des quantiles entre les périodes de retour T_g et 100 ans. Ainsi il existe des variantes de la méthode du Gradex, comme par exemple le Gradex esthétique (Lang and Lavabre 2007) ou le modèle AGREGEE (Margoum 1992) qui évite cette cassure brusque.
- la troisième hypothèse sur le coefficient de forme des crues reste un point délicat. Les concepteurs préconisent un coefficient compris entre 1.2 et 2.2 dans le bulletin du Comité Français des Grands Barrages (CFGB 1994). Ce coefficient ne semble pas indépendant de la période de retour, dans le cas que nous avons traité.

2.3.4. La méthode Schadex

a. Principes généraux

L'acronyme de la méthode SCHADDEX signifie Simulation Climato-Hydrologique pour l'Appréciation des Débits EXtrêmes. Cette méthode devient depuis 2007, pour EDF³ la méthode de référence pour l'estimation de la crue de projet de période de retour 10^2 à 10^4 ans permettant le dimensionnement des évacuateurs de crue des barrages. La méthode est applicable pour des gammes de superficie de quelques kilomètres carrés à plusieurs milliers de kilomètres carrés et en zone montagneuse.

Cette méthode s'appuie sur un générateur de pluie de bassin couplé à un modèle hydrologique fonctionnant à un pas de temps inférieur au temps de concentration. On peut estimer séparément l'aléa pluvial et hydrométrique.

b. Modèle probabiliste de pluie

La pluie de bassin est une combinaison linéaire des valeurs de pluie observées sur ou autour du bassin permettant de tenir compte de l'abattement des pluies. L'échantillonnage sur la pluie de bassin au pas de temps de l'étude est réalisé suivant 8 types de situation atmosphérique (cf. Figure 2-11).

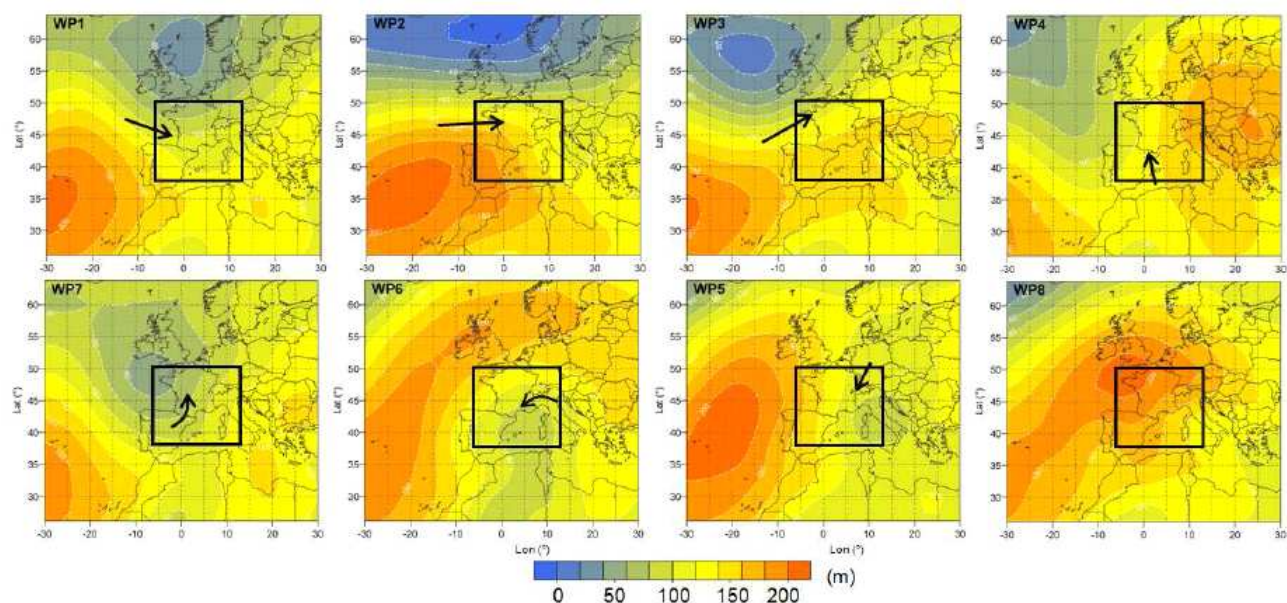


Figure 2-11—Champ géopotiel moyen (1000 hpa-0h) de la classification en types de temps. Le cadre montre la fenêtre d'analyse et la flèche indique le flux atmosphérique de basse couche (Garavaglia 2011)

Finalement par saison, on réalise une loi composite en combinant les 8 ajustements exponentiels, c'est la loi Multi-Exponentiel Weather Pattern (MEWPD) (Garavaglia et al. 2010; Paquet et al. 2006a) (cf Figure 2-12).

³ EDF : Electricité De France

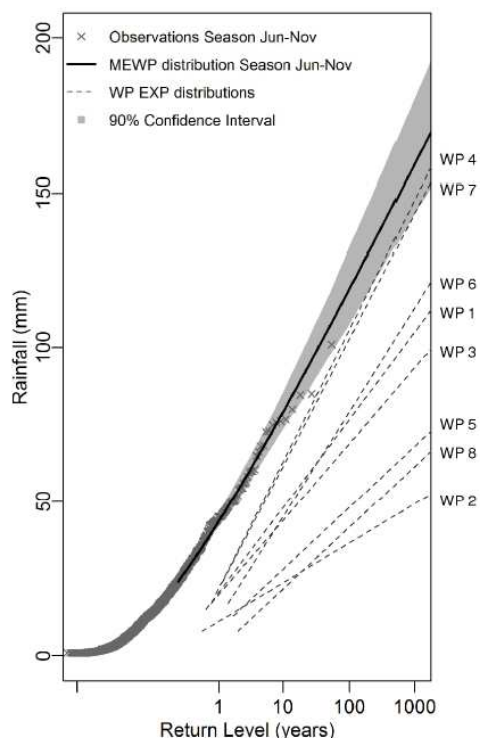


Figure 2-12–Distribution de fréquence MEWP des pluies de juin à novembre à Lyon (1953-2005) (Garavaglia 2011)

Les performances de la loi de distribution MEWP ont été étudiées au travers :

- d'une grande base de données pluviométrique
- d'une comparaison des quantiles avec une loi GPD
- des critères statistiques de justesse et de robustesse développés dans le cadre du projet ANR Extraflo⁴

c. Modèle pluie-débit

Le modèle hydrologique utilisé dans la méthode est MORDOR, un modèle conceptuel à plusieurs réservoirs (Garçon 1996). Il prend en compte différents processus hydrologiques tels que la fonte de la neige, les ruissellements rapides et retardés, l'évapotranspiration, la vidange de la nappe, le transfert. Afin de caler le modèle, une chronique « pluie de bassin – température - débit » est nécessaire. Les concepteurs de la méthode préconisent au moins 15 ans de données.

La simulation hydrologique repose sur « le remplacement » des épisodes pluvieux observés (hyétogrammes de couleur grise sur la Figure 2-14) par un épisode pluvieux simulé (hyétogrammes de couleur bleue sur la Figure 2-14). La simulation d'évènements de pluie de bassins est réalisée suivant 3 pas de temps : (cf. Figure 2-13) :

- la pluie centrale : elle apporte la plus grande quantité d'eau, en termes de cumul. Elle est obtenue par un tirage aléatoire dans la distribution MEWP calée sur les pluies de bassin.
- les pluies adjacentes : de plus faible ampleur, elles suivent et précèdent la pluie centrale.

⁴ <https://extraflo.cemagref.fr/>

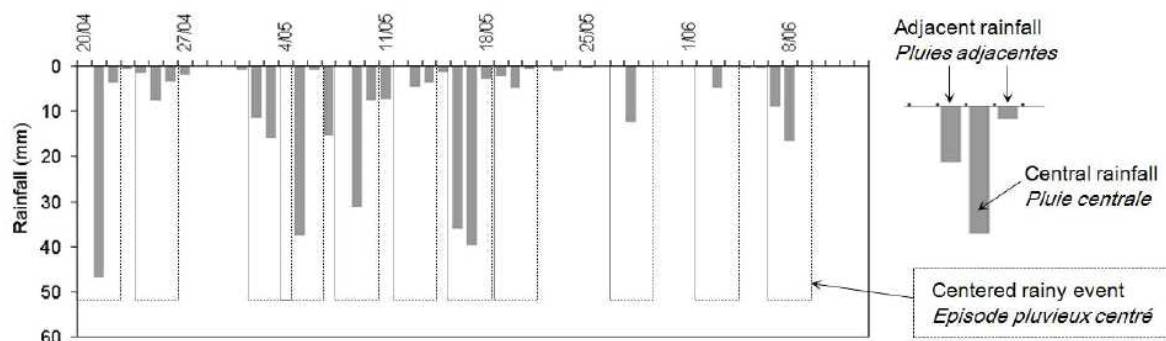


Figure 2-13–Episodes pluvieux centrés (Garavaglia 2011)

On réalise plusieurs fois cette opération pour croiser l'aléa pluvial et l'état hydrique du bassin. On conserve les écoulements générés (courbe rouge sur la Figure 2-14), puis ils sont classés. Enfin, le passage du débit moyen (sur le pas de temps du modèle) au débit de pointe est réalisé à l'aide d'un coefficient multiplicatif (le coefficient de forme voir paragraphe sur la méthode du Gradex).

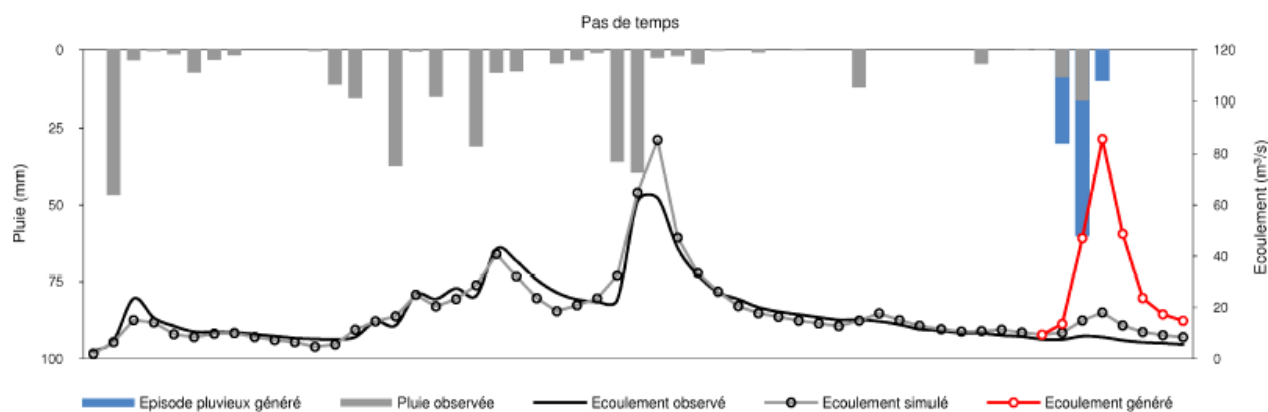


Figure 2-14–Méthode de simulation des évènements pluvieux (Garavaglia 2011)

d. Application de la méthode Schadex sur le Tech

Cette étude rentre dans le cadre du projet ANR Extraflo⁵, où une étude sur le bassin du Tech à Reynès a été réalisée. La Figure 2-15 représente la distribution de fréquence des écoulements au pas de temps journalier de la méthode Schadex. Le coefficient de forme de crue retenu lors de cette étude est estimé à 1.99.

Tableau 5–Distribution de fréquence des débits moyens journaliers et les débits de pointe à Reynès avec les méthodes Schadex et Gradex en m³/s (Garavaglia 2011)

T(an)	Qp	Qp	Qj	Qj
	Schadex	Gradex	Schadex	Gradex
1000	2661 m ³ /s	2320 m ³ /s	1337 m ³ /s	1166 m ³ /s
100	1735 m ³ /s	1414 m ³ /s	872 m ³ /s	711 m ³ /s
50	1463 m ³ /s		735 m ³ /s	
20	1108 m ³ /s		557 m ³ /s	
10	838 m ³ /s		421 m ³ /s	

⁵ <https://extraflo.cemagref.fr/>

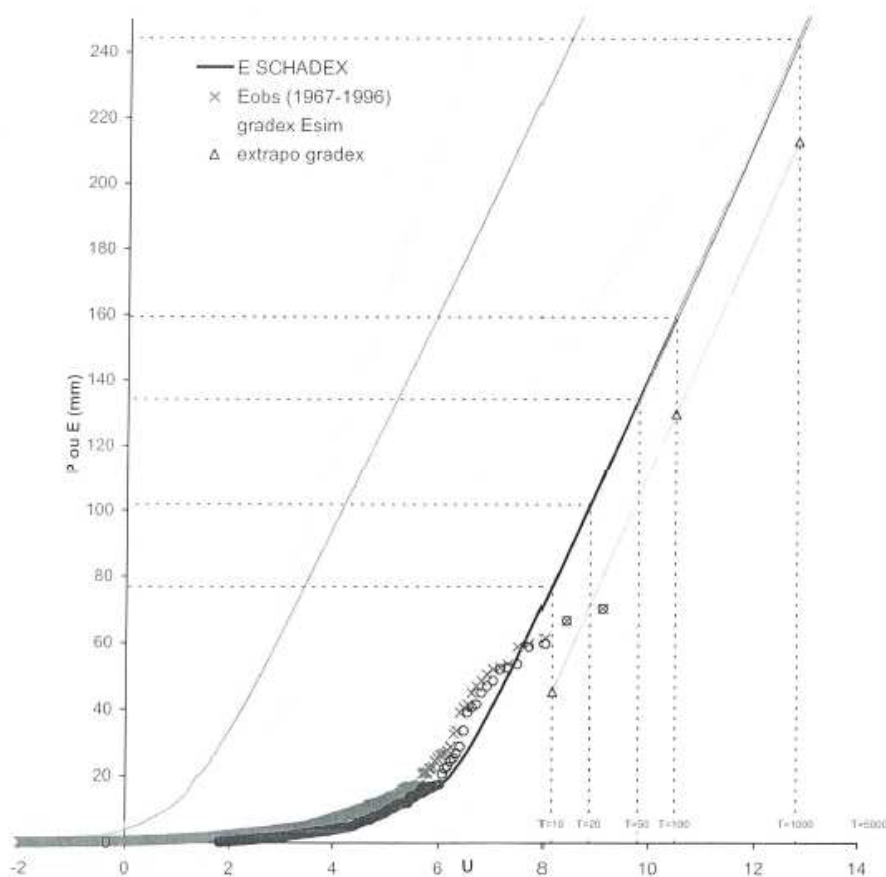


Figure 2-15—Distribution de fréquence des écoulements en mm journaliers à Reynès avec la méthode Schadex et la méthode Gradex (Garavaglia 2011)

e. Conclusion de l'approche Schadex

Cette méthode permet une homogénéisation des pluies en les classant par type de temps et par saison ce qui évite une sous-estimation des valeurs extrêmes. Le remplacement des pluies observées par des pluies simulées permet de croiser l'aléa pluvial et l'état hydrique du bassin.

Plusieurs études sont en cours notamment sur le passage du débit volumique au débit de pointe, la prise en compte du changement climatique, l'application de la méthode Schadex sur des bassins non jaugés, la simulation d'hydrogrammes permettant de réaliser des distributions de cote sur les ouvrages hydrauliques.

2.3.5. Apport de l'information historique

a. Introduction

La prédétermination des débits est confrontée au manque d'observations, comme nous l'avons vu dans les paragraphes précédents. La méthode que l'on présente permet d'enrichir la chronique des observations à l'aide de données historiques (Llasat et al. 2005; Naulet et al. 2005; Payrastre et al. 2005).

L'application de cette méthode n'est possible que lorsque des données historiques sont disponibles. Or la connaissance des crues historiques n'existe pratiquement que sur les grands fleuves (pour mémoire les crues de la Loire et du Rhône en 1865 et 1866 (Champion 1862; Pardé 2004)). Les crues sont moins documentées sur les plus petits cours d'eau.

Pour ces derniers, on peut remonter en général à un siècle grâce aux témoignages des riverains, aux archives des Ponts et Chaussées et autres organismes d'État. Après une certaine durée, on perd la trace des événements (perte dans la mémoire collective). A partir d'une information de débits historiques, nous devons déterminer le seuil d'intensité pour lequel les crues sont assez fortes pour être retenues. Ce seuil d'intensité que l'on nomme « seuil de perception » varie en fonction des informations disponibles.

Dans cette partie, on introduit d'abord la méthode permettant d'intégrer les données historiques dans le calcul des probabilités empiriques et dans la méthode d'estimation des paramètres d'une loi statistique. Enfin on appliquera cette méthode sur le bassin du Tech à Reynès.

b. Calcul de la fréquence empirique avec information censurée

Le calcul de la fréquence empirique avec des données historiques est proposée par Naulet et Payrastra (Naulet 2002; Payrastra 2005) à partir de travaux issus de Hirsch et Stedinger (Hirsch 1987; Hirsch and Stedinger 1987). La probabilité empirique s'écrit de la manière suivante en intégrant les données historiques. On a repris les notations issues de la thèse de Payrastra.

Dans un premier temps, on classe les seuils par ordre croissant. Soit S_k le $k^{\text{ème}}$ seuil de perception, avec $k=1$, $S_1=0$ (période systématique) $< S_2 < \dots < S_k < S_{k+1} = +\infty$.

Les probabilités de dépassement \hat{p}_{sk} , sont déterminées en calculant les probabilités conditionnelles \hat{p}_{ck} , équation (32) :

$$\hat{p}_{ck} = \frac{A_k}{A_k + B_k + C_k} \quad (32)$$

Avec :

- A_k = le nombre de crues compris entre les seuils S_k et S_{k+1} . $S_k \leq Z < S_{k+1}$, Z étant la variable aléatoire correspondant aux crues maximales annuelles entre les seuils S_k et S_{k+1}
- B_k = le nombre de crues inférieures à S_k , $Z < S_k$
- C_k = le nombre total d'années où les seuils ne sont pas atteints.

La probabilité empirique s'écrit sous la forme, équation (33) :

$$\hat{p}_{s_k} = \hat{p}_{s_{k+1}} + \hat{p}_{ck} \left(1 - \hat{p}_{s_{k+1}} \right) \quad (33)$$

Remarque : quand $S_{k+1} = +\infty$, $\hat{p}_{s_{k+1}} = 0$ et $S_1 = 0$ alors $\hat{p}_{c1} = 1$

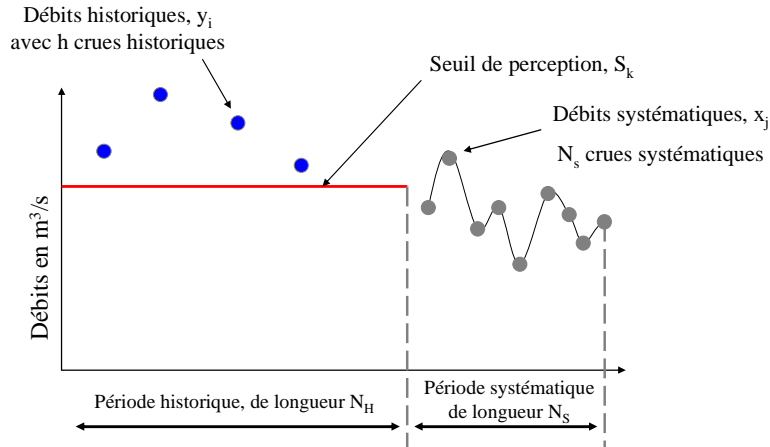
Finalement pour chacun des k seuils, les probabilités empiriques au dépassement avec α un coefficient à déterminer compris entre 0 et 0.5 (paragraphe 2.1.3.a) s'écrivent, équation (34) :

$$\hat{p}_i^k = \hat{p}_{s_{k+1}} + \left(\hat{p}_{s_1} - \hat{p}_{s_{k+1}} \right) \frac{i - \alpha}{A_k + 1 - 2\alpha} \quad (34)$$

c. Estimation des paramètres d'une loi GEV avec information censurée, à partir d'échantillons constitués de valeurs maximales annuelles

Dans ce paragraphe on expose la méthode d'estimation des paramètres d'une loi GEV à l'aide de la vraisemblance qui prend en compte les données historiques sous différentes formes. En effet il est rare que l'information historique soit homogène. Naulet présente trois types de censure (Naulet 2002). On rappelle que f est la densité de probabilité et F est la fonction de répartition de la loi GEV à 3 paramètres.

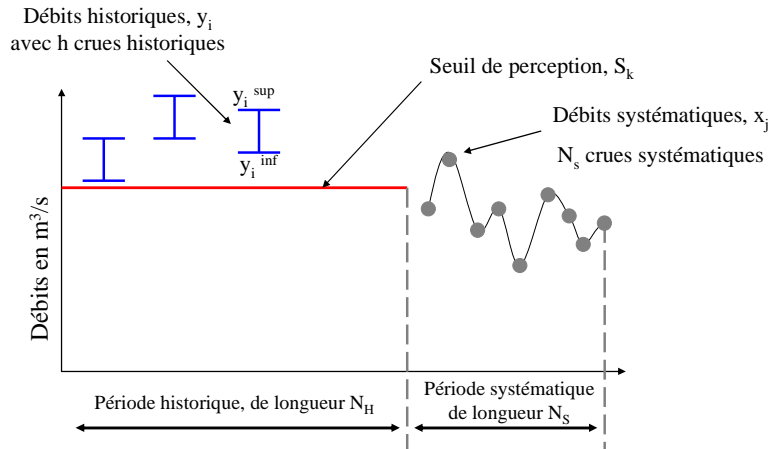
Expression de la vraisemblance dans le cas où la date et le débit sont connus



$$L = F(S_k)^{N_H-h} \prod_{i=1}^h f(y_i) \prod_{j=1}^{N_S} f(x_j) \quad (35)$$

S_k est le seuil de perception, h étant le nombre de crues ayant dépassé le seuil de perception S_k , et y_i les débits historiques (h crues historiques) connus et N_H est la période historique. N_S le nombre d'années de mesures systématiques, x_j les débits systématiques connus.

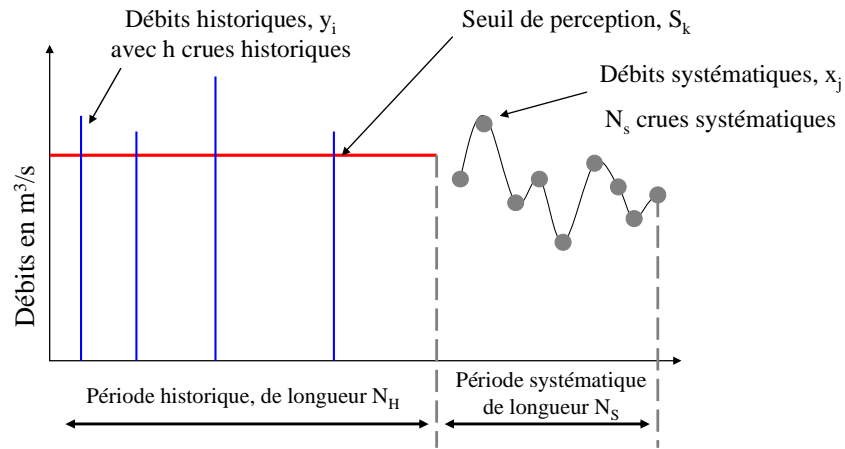
Censure 1 : expression de la vraisemblance dans le cas où la date et le débit sont connus mais avec des intervalles sur les estimations de débits historiques



$$L = F(S_k)^{N_H-h} \cdot \prod_{i=1}^h [F(y_i^{sup}) - F(y_i^{inf})] \prod_{j=1}^{N_S} f(x_j) \quad (36)$$

S_k est le seuil de perception, h étant le nombre de crues ayant dépassé le seuil de perception S_k , et y_i les débits historiques (h crues historiques) connus y_i^{sup} bornes supérieures y_i^{inf} bornes inférieures et N_H est la période historique. N_S le nombre d'années de mesures systématiques, x_j les débits systématiques connus.

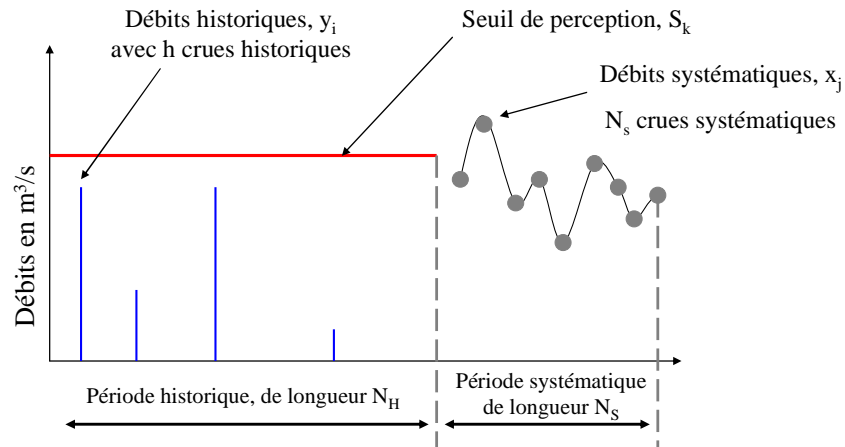
Censure 2 : Expression de la vraisemblance dans le cas où les dates de dépassement du seuil sont connues mais pas les estimations de débits historiques



$$L = F(S_k)^{N_H-h} \prod_{i=1}^h (1 - F(S_k)) \prod_{j=1}^{N_S} f(x_j) \quad (37)$$

S_k est le seuil de perception, h étant le nombre de crues ayant dépassé le seuil de perception S_k , et y_i les débits historiques (h crues historiques) dont on ne connaît pas leurs valeurs (leurs estimations laissent à penser qu'ils ont dépassé le seuil S_k). N_H est la période historique. N_S le nombre d'années de mesures systématiques, x_j les débits systématiques.

Censure 3 : expression de la vraisemblance dans le cas où les dates et les débits de dépassement du seuil ne sont pas connus



$$L = F(S_k)^{N_H-h} \prod_{i=1}^h f(y_i) \prod_{j=1}^{N_S} f(x_j) \quad (38)$$

S_k est le seuil de perception, h étant le nombre de crues n'ayant pas dépassé le seuil de perception S_k , et y_i les débits historiques (h crues historiques) dont on ne connaît pas leurs valeurs (leurs estimations laissent à penser qu'ils n'ont pas dépassé le seuil S_k). N_S le nombre d'années de mesures systématiques, x_j les débits systématiques.

d. Application au bassin du Tech

Dans ce paragraphe on présente les données historiques du bassin du Tech. L'objectif de ce paragraphe n'est pas de faire une étude complète (étude de fond d'archives, etc..) comme Llasat (Llasat et al. 2005) Naulet (Naulet et al. 2005) et Payrastre (Payrastre et al. 2005; Payrastre et al. 2006), mais de montrer les avantages et les limites.

Pour les débits systématiques, la Banque Hydro⁶ possède une station à Reynès (code Hydro=Y0254040, S=470 km²). La chronique est assez longue, soit 42 ans. On observe, dans la chronique des débits de pointe supérieurs à 1000 m³/s. (1977, 1987, 1992)

Les évènements historiques antérieurs à 1967, ils ont été mesurés à Céret au Pont du Diable en aval de Reynès. Les premières mesures sont effectuées en 1884 jusqu'à 1977 pour des cotes supérieures à 124m NGF correspondant à un débit de 200 m³/s. On observe 46 crues en dehors de la période systématique (Benech 1994; Lalanne-Berdoutiq 1990) (cf. Tableau 6).

Tableau 6—*Les débits historiques reconstitués du Tech à Reynès*

Date	période	Débit de pointe	Date	période	Débit de pointe
29/10/1879	1	1000 m ³ /s	27/11/1936	2	300 m ³ /s
16/09/1884	1	520 m ³ /s	18/10/1940	2	2200-4275 m ³ /s
12/03/1885	1	350 m ³ /s	29/04/1942	2	500 m ³ /s
4/12/1887	1	210 m ³ /s	15/12/1943	2	220 m ³ /s
22/09/1888	1	870 m ³ /s	28/10/1946	2	260 m ³ /s
25/10/1891	1	800 m ³ /s	20/12/1953	2	680 m ³ /s
9/11/1892	1	1200 m ³ /s	14/03/1954	2	330 m ³ /s
13/01/1898	1	950 m ³ /s	29/03/1956	2	230 m ³ /s
20/12/1899	1	1200 m ³ /s	14/06/1957	2	400 m ³ /s
12/10/1907	2	1500 m ³ /s	28/12/1958	2	180 m ³ /s
16/10/1911	2	870 m ³ /s	05/02/1959	2	680 m ³ /s
28/04/1912	2	370 m ³ /s	22/11/1961	3	1000 m ³ /s
16/03/1913	2	450 m ³ /s	04/11/1962	3	680 m ³ /s
10/05/1915	2	220 m ³ /s	13/09/1963	3	750 m ³ /s
01/12/1916	2	680 m ³ /s	23/12/1964	3	300 m ³ /s
21/12/1917	2	900 m ³ /s	07/10/1965	3	820 m ³ /s
06/11/1918	2	450 m ³ /s	20/11/1967	3	360 m ³ /s
07/10/1919	2	730 m ³ /s	29/11/1968	3	1150 m ³ /s
20/02/1920	2	1200 m ³ /s	05/04/1969	3	820 m ³ /s
08/09/1921	2	1050 m ³ /s	11/10/1970	3	1400 m ³ /s
08/01/1930	2	230 m ³ /s	23/09/1971	3	1200 m ³ /s
19/12/1932	2	500 m ³ /s	21/12/1976	3	220 m ³ /s

Dans notre étude, on ne dispose pas d'archives pour évaluer l'impact des crues et déterminer plus précisément le seuil de perception. Cependant, on peut se référer à la crue de septembre 1992 qui a causé beaucoup de dégâts (1200 m³/s). Ainsi on peut exclure le seuil de perception de 200 m³/s qui est trop faible. Le choix du seuil de perception peut être fixé arbitrairement entre 500 m³/s et 1000 m³/s.

⁶ <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

La crue de 1940 qui est la plus forte de notre échantillon a fait l'objet de retours d'expériences. Les Pyrénées Orientales en octobre 1940 ont été touchées par un épisode pluvieux d'une ampleur très exceptionnelle causant 50 morts en France et 300 en Espagne. Il est tombé durant cet épisode plus de 1000 mm de pluie en 24 heures (poste de Saint Laurent de Cerdans situé dans les Pyrénées-Orientales en tête du bassin du Tech), provoquant des inondations catastrophiques sur le bassin versant du Tech, du Têt et de l'Agly.

Les débits estimés par Quesnel et Blanchet à Céret au Pont du Diable évoluaient entre 3900 et 4275 m³/s (30 m³/s/km^{1.6}) (Quesnel and Blanchet 1942). Cependant Pardé jugeait ces débits trop forts et les réévaluait à 3500 m³/s (Pardé 1941). Une dernière estimation, plus récente de 1990, réalisée à l'aide de la courbe de tarage, donne une fourchette de débits compris entre 2200 m³/s et 2500 m³/s (Lalanne-Berdoutiq 1990).

La chronologie des débits historiques et systématiques est tracée sur la Figure 2-16, pour deux seuils de perception, le premier situé à 500 m³/s et l'autre à 1000 m³/s.

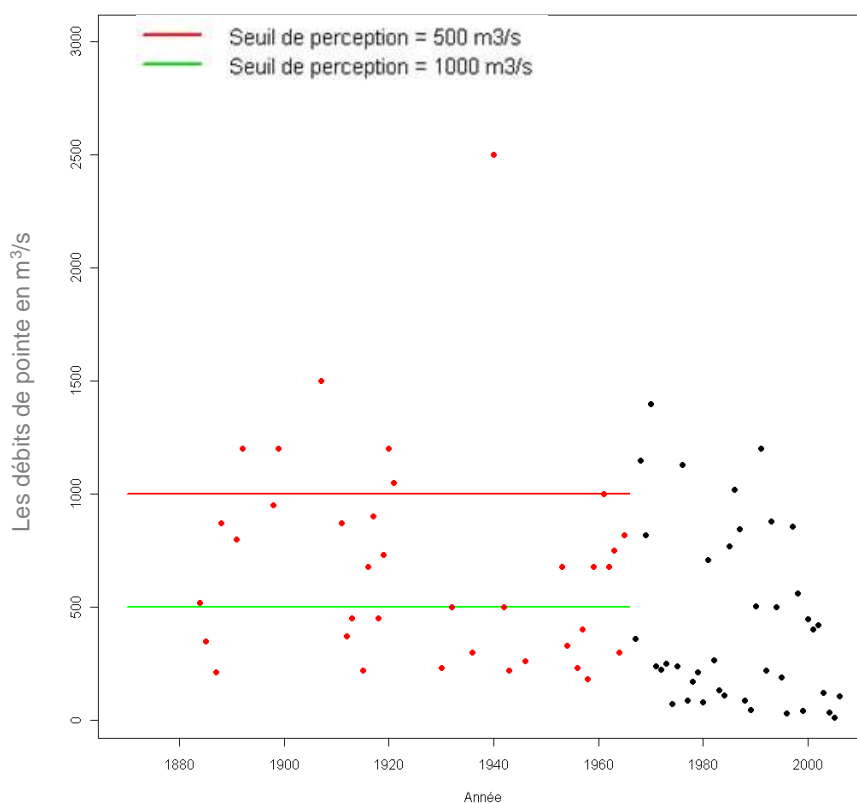


Figure 2-16—Reconstitution des données historiques et systématiques avec les maximums annuels sur le bassin du Tech à Reynès.

Le seuil situé à 1000 m³/s ne laisse plus que 10 évènements historiques alors que le seuil à 500 m³/s fournit une vingtaine d'évènements supplémentaires.

On trace les distributions en fréquence des débits de pointe avec une loi GEV calée avec une information historique et systématique, pour 2 seuils de perception (500 m³/s et 1000 m³/s) et avec une loi GEV calée uniquement avec une information systématique (cf. Figure 2-17).

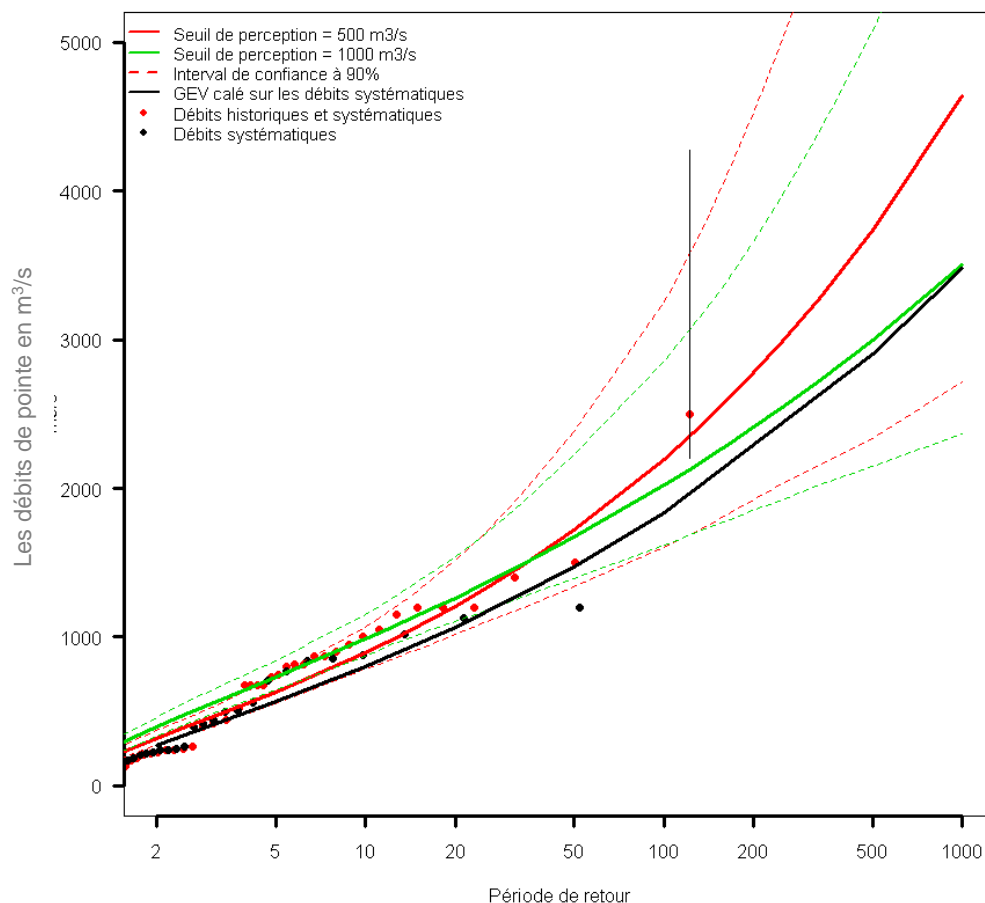


Figure 2-17—Distribution de fréquence des débits de pointe sur le bassin du Tech à Reynès en utilisant l'approche historique. L'échantillon de débits observés qui comprend les données systématiques et historiques a été estimé avec un seuil de perception de 500 m³/s.

La crue de 1940 a une période de retour de 200 ans pour le seuil de perception de 1000 m³/s, 150 ans pour le seuil de perception fixé à 500 m³/s et 300 ans pour les débits systématiques.

e. Conclusion

Cette méthode ne présente pas de limite d'application en terme de superficie (on peut l'appliquer à des petites superficies aussi bien qu'à des bassins de plusieurs milliers de kilomètres carrés). Cependant elle nécessite que les bassins soient jaugés (information systématique) et que l'on ait une information historique.

L'apport de l'information historique permet de réduire les incertitudes sur l'estimation des quantiles rares (Gaume 2005; Neppel et al. 2011). Cependant nous ne tenons pas compte de certaines erreurs dans l'estimation des débits :

- erreur sur la courbe de tarage (relation hauteur d'eau et débit)
- validité de la courbe de tarage souvent extrapolée pour les événements extrêmes (Lang et al. 2006)

Cette méthode demande une analyse importante de l'information historique. Dans certains cas, on peut avoir recours à la paléo-hydrologie pour reconstituer des débits historiques à partir des dépôts laissés par les crues : voir les travaux de (Baker 1987; Benito and Thorndycraft 2006; Sheffer et al. 2003).

2.3.6. L'approche QdF local convergent

a. La méthode QdF convergent

L'analyse fréquentielle des débits de crue peut se faire sur plusieurs durées et non sur une seule comme les débits de pointe (paragraphe 2.3). On étudie alors les débits moyens maximaux de différentes durées ce qui nous conduit aux courbes QdF (Q est le débit, d la durée et F la fréquence de non-dépassement) (Javelle 2001; Javelle et al. 2003; Javelle et al. 2002). Le régime des crues est étudié à travers l'analyse de ces courbes. Dans cette partie, on travaille uniquement avec le modèle QdF local-convergent.

Cette méthode est basée sur deux propriétés tirées d'un grand nombre de bassins versants :

- les distributions sur une centaine de bassins versants, pour différentes durées, semblent converger vers un même point dans les fréquences faibles. Cette propriété est valable quelle que soit la loi utilisée.
- par affinité orthogonale, les lois de probabilité théorique pour des durées différentes se déduisent les unes des autres. Ces lois ont le même point de convergence, le point pivot, P.

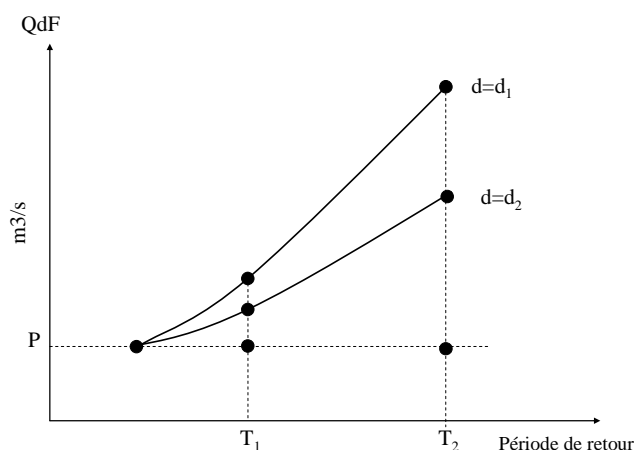


Figure 2-18–Principe de similitude du modèle convergent

$$\frac{Q(d_1, T_1) - P}{Q(d_2, T_1) - P} = \frac{Q(d_1, T_2) - P}{Q(d_2, T_2) - P}, \text{ ou encore } \frac{Q(d_1, T_1) - P}{Q(d_2, T_1) - P} = f(d) \quad (39)$$

P est l'ordonnée du point pivot et f une fonction de la durée d.

$$\frac{Q(d_1, T_1) - P}{Q(d_2, T_1) - P} = \frac{1}{1 + \frac{d}{\Delta}} \quad (40)$$

Δ représente la dynamique du bassin versant. Si Δ est faible, les hyperboles sont très incurvées (bassin à réponse rapide) et si Δ est fort, les hyperboles sont très aplaties (bassin à réponse lente). On utilise comme loi statistique une loi GEV à 3 paramètres. L'avantage de cette méthode en extrapolation réside dans le fait que les distributions des différentes durées sont issues d'une même loi statistique et qu'elles se déduisent les unes des autres. Cette méthode peut être appliquée sur toute gamme de superficie de bassin à condition de disposer d'une chronique à pas de temps variable et/ou à pas de temps fixe⁷ (chapitre 4 paragraphe 4.1.1).

⁷ <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

b. Application de la méthode sur le Tech à Reynès

La Figure 2-19 représente les distributions de débit pour différentes durées (du débit de pointe au débit moyen sur une durée de 72 heures) pour le bassin du Tech à Reynès. Δ vaut 1.43 jours, ce qui signifie que ce bassin est à dynamique rapide. Le paramètre de forme avec la loi GEV est positif, il est estimé à 0.17.

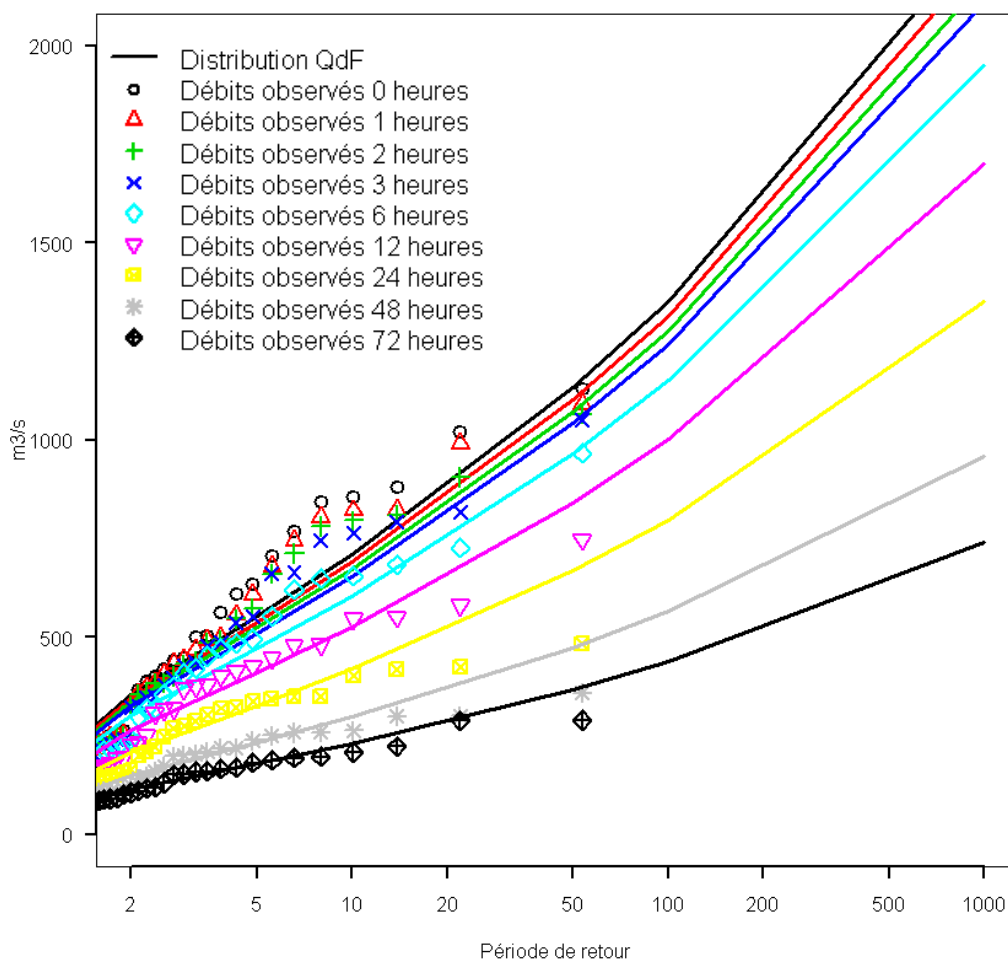


Figure 2-19–Distribution de fréquence des débits multi-durée avec la méthode QdF sur le Tech à Reynès

On remarque que les distributions pour les durées de $d=0$ h à $d=6$ h sont très proches. Le rapport entre le quantile de débit journalier et le débit de pointe est constant (à cause de la propriété d'invariance) et il est estimé à 1.70. Ce ratio est proche du coefficient de forme utilisé dans la méthode du Gradex et Schadex.

c. Conclusion

Ce modèle n'a pas de superficie limite, on doit disposer d'une information à pas de temps variable.

2.4. Les méthodes statistiques régionales

Le paragraphe 2.4.1 permet de situer les méthodes permettant de réaliser une analyse régionale. On montre que l'analyse régionale s'effectue en deux temps : tout d'abord constituer un groupe homogène puis avoir une méthode d'estimation de la variable étudiée sur la zone voulue. Le paragraphe 2.4.2 est un cas d'application sur des postes pluviométriques dans le département du Var.

2.4.1. Généralités sur l'analyse régionale

Dans la majorité des cas, l'hydrologue n'a pas à disposition les données hydro-météorologiques dont il a besoin pour faire son étude ou un nombre d'années d'observations insuffisant. Pour y parvenir, on utilise l'ensemble des données de la région où se situe le bassin versant étudié pour estimer l'aléa hydrologique (débit/pluie).

La méthode de régionalisation consiste en un premier temps à définir un groupe de stations qui sont considérées comme homogènes. Cette notion n'est pas très précise, car il s'agit de regrouper différents sites jaugés qui ont le même comportement hydrologique (si on parle de débit) ou climatique (si on parle de pluie) que le bassin où l'on veut faire l'étude (station cible). Il existe trois groupes de techniques permettant le regroupement des stations : par régions géographiques voisines, par régions non-contigües et par régions du type « voisinage » (Figure 2-20).

Régions géographiques voisines

La première méthode est d'utiliser des régions géographiques voisines pour définir une région homogène. Cette approche est utilisée dans de nombreux pays : (NERC 1975a) pour le Royaume-Uni ; (Gingras and Adamowski 1993) pour le Canada, (Beable and McKerchar 1981) pour la Nouvelle Zélande et (Matalas et al. 1975) pour les Etats-Unis. Elle peut être justifiée si par exemple la géologie, le relief, les pluies annuelles sont homogènes spatialement. Cependant cette proximité géographique n'est pas garante qu'il y ait similarité hydrologique (Burn 1990).

Régions non-contigües

D'autres approches définissent les régions homogènes sur des critères physiographiques, climatiques ou hydrologiques. Pour les critères physiographiques on a recours aux variables suivantes : superficie du bassin, réseau de drainage, altitude, pente, occupation des sols. Pour les caractéristiques climatiques on a recours aux variables : pluie, évapotranspiration (Bobée et al. 1996).

Pour les critères hydrologiques, on utilise la moyenne empirique des débits spécifiques de pointe, le coefficient de variation des débits et la saisonnalité des crues (Burn 1997).

Régions du type « voisinage »

Dans la méthode de type « voisinage », chaque site possède sa région homogène selon les critères physiographiques, hydrologiques et météorologiques. Les deux approches sont la région d'influence (Parajka et al. 2005) et l'analyse des corrélations canoniques (Cavadias et al. 2001; Ouarda et al. 2001).

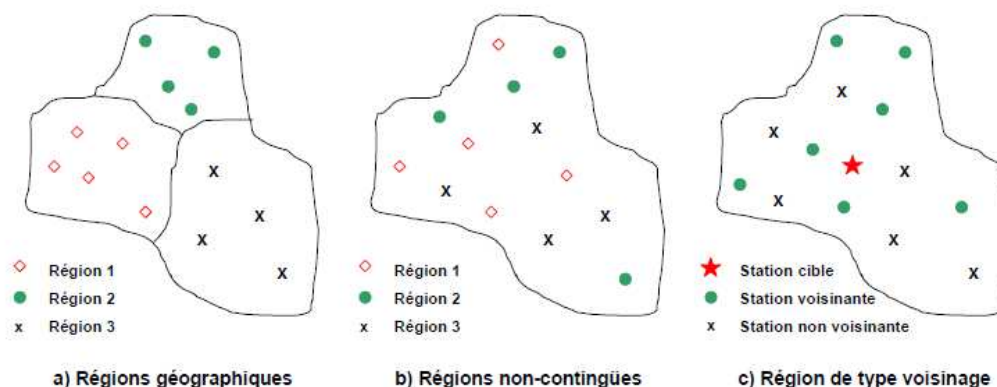


Figure 2-20—Les techniques de regroupement de stations source (Javelle 2001)

Bobée montre que les méthodes par type de « voisinage » sont plus performantes que les autres (Bobée et al. 1996). Pour apprécier la bonne homogénéité des régions, dans la littérature il existe différents tests mesurant le degré d'homogénéité des variables des stations choisies. La thèse de Ribatet fait une liste des tests statistiques d'homogénéité (Ribatet 2007). On note que le test d'homogénéité le plus performant concerne l'utilisation des rapports des L-moments (Chowdhury et al. 1991; Fill and Stedinger 1995; Hosking and Wallis 1997; Meylan et al. 2008).

Après avoir présenté les méthodes définissant les régions homogènes ainsi que des tests statistiques sur l'homogénéité, on liste les méthodes d'estimation des variables hydrologiques sur des sites non jaugés. On note qu'il existe deux approches décrites par Cunnane, les « approches locales » et les approches « purement régionales » (Cunnane 1988). La première consiste à combiner une approche régionale avec des paramètres locaux (paragraphe 2.4.2) et la seconde fait appel uniquement aux caractéristiques physiographiques/climatiques (c.à.d. on ne dispose pas de données de débit sur ce bassin). On décrit dans le paragraphe suivant deux méthodes : par régression et par modèles fréquentiels régionaux.

Modèles de régression

La méthode des régressions multiples permet d'établir des relations directes entre la variable étudiée et les variables explicatives. Elle peut être utilisée pour l'estimation des paramètres d'un modèle hydrologique (Perrin 2000) ou une variable hydrologique (Merz and Blöschl 2005).

Modèles fréquentiels régionaux

Les méthodes fréquentielles régionales reposent sur l'étude statistique d'une variable adimensionnée (pluie/débit) et ce pour tous les sites d'une région homogène. On adimensionne la variable par sa moyenne ou par un quantile de fréquence faible sur chacun des sites constituant la région homogène. L'hypothèse retenue est que la distribution statistique régionale est identique sur l'ensemble des sites à l'intérieur d'une région homogène.

Parmi ces méthodes on peut nommer la méthode de l'indice de crue (Dalrymple 1960) pour l'estimation des débits de pointe. La loi régionale retenue la plus couramment est la loi GEV avec comme méthode d'ajustement les moments pondérés (PWM) (Bobée et al. 1996; Greenwood et al. 1979; Potter and Lettenmaier 1990).

Après avoir introduit les différentes méthodes pour former une région homogène ainsi que les méthodes d'estimation des variables sur des sites non jaugés, il est établi une loi régionale sur les pluies. Cette loi régionale servira ensuite pour l'application de la méthode du Gradex.

2.4.2. Les lois statistiques régionales

L'approche statistique régionale a pour intérêt de regrouper plusieurs postes (pluviographes ou postes hydrométriques) afin de constituer un échantillonnage plus important (on se place dans le cadre d'une « approche locale »). L'augmentation de la longueur de la chronique permet alors de mieux estimer les paramètres d'une loi statistique à 3 paramètres (GEV).

Dans une première partie, on montre l'approche régionale basée sur l'étude des L-moments (Hosking and Wallis 1993). Au travers des ratios présentés, on étudie deux tests statistiques qui sont la discordance (D) et l'homogénéité (H). Le premier test permet de constituer des régions homogènes et le second de mesurer l'homogénéité dans ces régions formées.

a. Les rapports des L-moments

Pour cette étude il faut calculer les L-moments (ordre 2 à 4) pour déterminer les coefficients de variation (L-CV), d'asymétrie (L-Ske) et d'aplatissement (L-Kurt) sur chacun des postes, i , avec N postes, et n_i le nombre d'années d'observation du poste i , équation (41) :

$$L-CV_i = \frac{\lambda_2^i}{\lambda_1^i} \quad L-Ske_i = \frac{\lambda_3^i}{\lambda_2^i} \quad L-Kurt_i = \frac{\lambda_4^i}{\lambda_2^i} \quad (41)$$

Remarque : la méthode de calcul des λ d'ordre r est présentée dans la méthode des L-moments, paragraphe 2.3.d. Une pondération des moments est réalisée avec la longueur des chroniques, n_i , de chaque poste i , avec N postes, équation (42) :

$$\tau = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} n_i L-CV_i}{\sum_{i=1}^{i=N} n_i} \quad \tau_3 = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} n_i L-SKe_i}{\sum_{i=1}^{i=N} n_i} \quad \tau_4 = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} n_i L-Kurt_i}{\sum_{i=1}^{i=N} n_i} \quad (42)$$

b. Calcul du coefficient de Discordance (D)

Ce test permet d'identifier dans un groupe de population ceux qui sont discordants. La discordance (D_i) d'un poste, i , est mesurée à partir du calcul des L-moments. On considère que le poste, i , devient discordant quand $D_i > 3$, équations (43), (44), (45).

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} u_i \quad \text{avec } u_i = [\tau, \tau_3, \tau_4]^T \quad (43)$$

$$S = \frac{1}{(N-1)} \sum_{i=1}^{i=N} \left(u_i - \bar{u} \right) \left(u_i - \bar{u} \right)^T \quad (44)$$

$$D_i = \frac{1}{3} \left(u_i - \bar{u} \right)^T S^{-1} \left(u_i - \bar{u} \right) \quad (45)$$

c. Test d'homogénéité (H)

A l'aide des coefficients régionalisés (équation (43)), estimés à partir de l'échantillon régional, on ajuste une loi de probabilité. La loi choisie est une loi kappa à 4 paramètres équation (46). Cette loi présente un avantage car on retrouve une GEV lorsque $\kappa=0$ et une GPD quand $\kappa=-1$. Ainsi on a une loi de Gumbel si $\kappa=0$ et $\xi=0$, et une loi exponentielle si $\kappa=-1$ et $\xi=0$.

$$F(x) = \left[1 + \kappa \left(1 + \xi \cdot \frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{-\frac{1}{\xi}} \right]^{-\frac{1}{\kappa}} \quad \kappa \neq 0, \xi \neq 0 \quad (46)$$

Ce test d'homogénéité, H, permet d'évaluer si les distributions statistiques de la variable étudiée des différents postes peuvent être considérées comme étant d'une même distribution statistique parente pour la région. Pour cela, on compare alors la variance régionale observée des ratios des L-moments V, équation (47), à la distribution de cette variance régionale, σ_v , sous l'hypothèse d'homogénéité de la région. Pour cette dernière on simule par la méthode de Monte-Carlo la loi régionale en utilisant une loi Kappa, équation (46).

$$H = \frac{(V - \mu_v)}{\sigma_v} \quad \text{avec} \quad V = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} n_i \left(\tau^{(i)} - \tau \right)^2}{\sum_{i=1}^{i=N} n_i} \quad \text{et} \quad \tau = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} n_i \cdot \tau^{(i)}}{\sum_{i=1}^{i=N} n_i} \quad (47)$$

Il existe 4 possibilités sur H :

- $H < 0$: certains postes semblent être corrélés
- $0 < H < 1$: l'échantillon est probablement homogène
- $1 < H < 2$: l'échantillon est probablement hétérogène
- $H > 2$: la région est probablement hétérogène

Lorsque que le coefficient H est négatif, on peut décorrélérer les postes en introduisant une distance minimale entre chacun lorsque les dates des maximums annuels sont identiques. Ainsi, on obtient un échantillon homogène, indépendant dans le temps et dans l'espace.

d. Application sur le département du Var

Cette approche est réalisée en région méditerranéenne, dans le département du Var. Pour cette étude, 24 pluviographes sont disponibles avec au moins 15 ans de mesure. Le pas de temps choisi correspond à la durée du temps caractéristique du bassin versant du Réal Collobrier au Pont de Fer soit $D=9$ heures. (Paragraphe 2.3.3.c). On rend adimensionnelles les distributions des pluies de chaque poste en les divisant par leurs moyennes. Puis on effectue les étapes suivantes :

- vérification de l'indépendance temporelle entre les postes
- estimation de la discordance (D) et homogénéité (H)
- ajustement de loi régionale (GEV et Kappa)

Au final, 17 stations sont conservées avec une série de 155 valeurs qui sont représentées dans le Tableau 7 et la Figure 2-21.

Tableau 7—Les résultats des L-moments, de la discordance de chaque poste pluviographique sur le bassin versant du Réal Collobrier.

Postes	Noms	Altitudes	n	L-CV	L-SKEW	L-KURT	D(I)
8302	Siai Callas (poste diren)	215	14	0.27	0.17	0.13	0.09
V037	TOURRETTES	230	8	0.28	0.19	-0.06	0.70
8351	Les Adrets	658	6	0.16	-0.30	0.19	2.07
8352	Col de Babaou	440	7	0.33	0.13	-0.12	1.29
8353	Les Baudissons	407	7	0.37	0.48	0.46	1.88
8354	Les Bonnaux	166	9	0.29	-0.01	-0.07	0.79
8355	Les Condamines	530	8	0.21	0.30	0.29	0.44
8356	La Croix d Anselme	355	10	0.23	-0.01	0.06	0.18
8357	Le Cros de Guerin	348	9	0.14	-0.23	0.25	1.84
8359	Les Dourgannières	506	9	0.25	0.66	0.71	2.95
8360	Col des Fourches	543	13	0.23	0.11	0.09	0.04
8361	Le Gour de l Astre	143	9	0.26	0.32	0.21	0.22
8362	Station de Lambert	542	10	0.13	0.09	0.17	1.09
8363	Les Lauriers	355	8	0.13	0.03	-0.02	1.44
8364	Les Louvieres	645	13	0.19	0.26	0.10	0.91
8365	Les Martels	518	7	0.29	0.08	0.24	0.74
8366	Le Meffrey	236	13	0.30	0.24	0.08	0.33

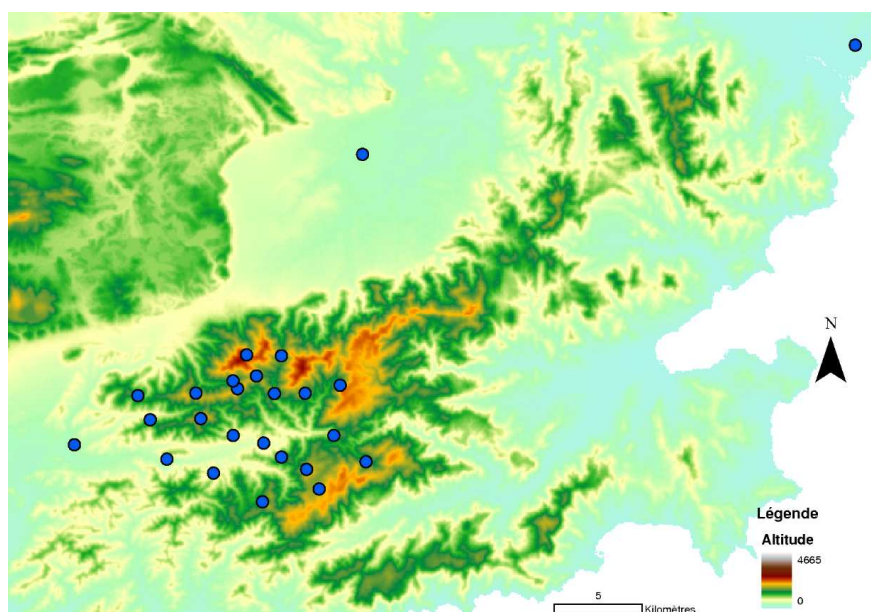


Figure 2-21—Le bassin versant du Réal Collobrier et les 17 postes pluviographiques (points bleus) retenus pour l'analyse régionale.

L'analyse des résultats du Tableau 7 montre que les postes 8364 ($D=2.95$) et 8381 ($D=2.07$) présentent les plus fortes valeurs de D . Ces postes sont situés à des altitudes supérieures à 500 m. Ensuite, on a cherché la corrélation entre D et l'altitude et le R^2 est de 0.37 (on pense à un effet orographique). Maintenant après avoir formé un groupe de stations, on estime les paramètres de la loi Kappa ainsi que le coefficient d'homogénéité H Tableau 8.

Tableau 8—Les rapports des L-moments de la loi régionale dans le département du Var

Ntotal	τ	τ_3	τ_4	H
155	0.23	0.15	0.18	0.255

Le test sur l'homogénéité à travers le coefficient H est estimé à 0.255 (Tableau 8). On peut conclure que le groupe constitué peut être considéré comme homogène. Avec un échantillonnage de 155 valeurs, on a tracé la distribution de fréquence de la variable $P(d=9h)/P_{moyen}$ et ajusté deux lois (GEV et Kappa) à l'aide de la méthode des L-moments (LM) (Figure 2-22).

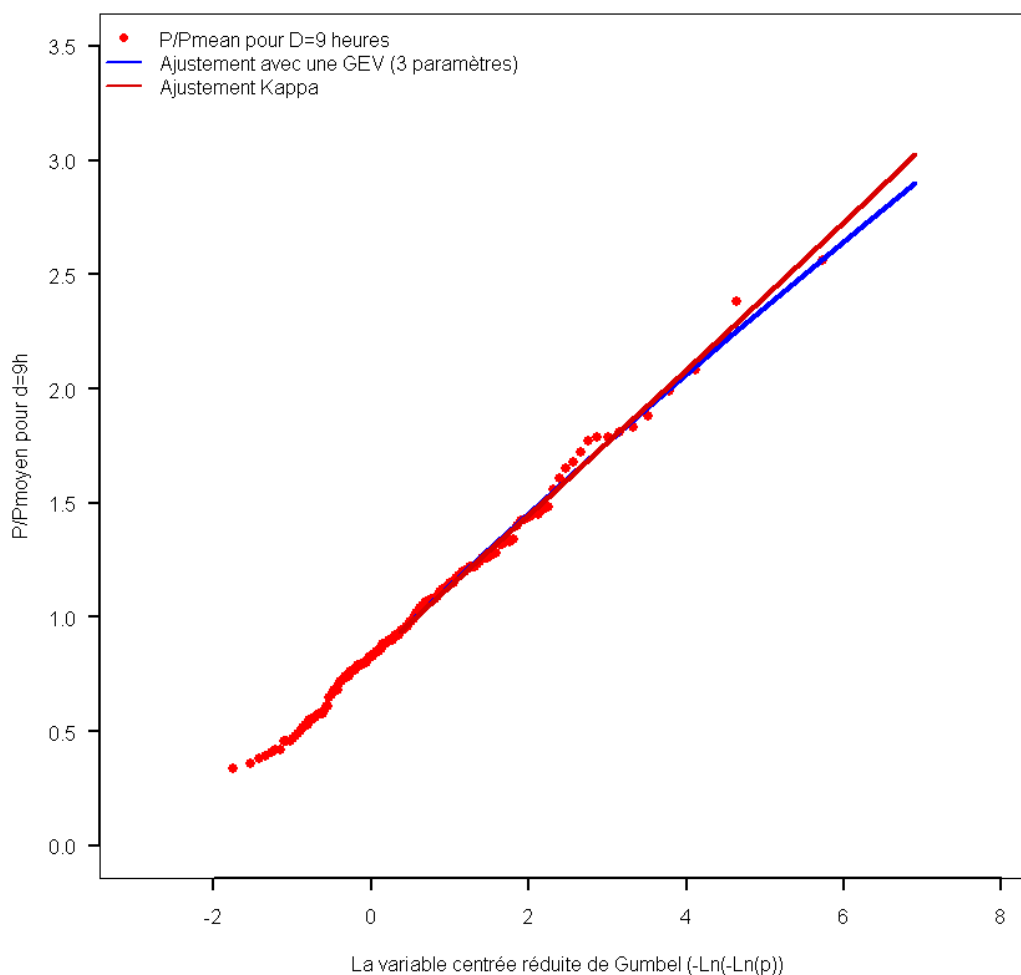


Figure 2-22—Distribution de fréquence de la loi régionale des pluies de durée 9heures dans le département du Var

On remarque que les deux distributions théoriques sont très proches et qu'elles s'adaptent bien aux corps de la distribution empirique.

Dans un second temps, on a tracé la distribution des pluies de durée $D=9h$ sur le poste les « Bonnaux » à l'aide de la loi régionale Figure 2-23. Pour cela on dénorme la distribution régionale par la moyenne des pluies de cumul $D=9h$.

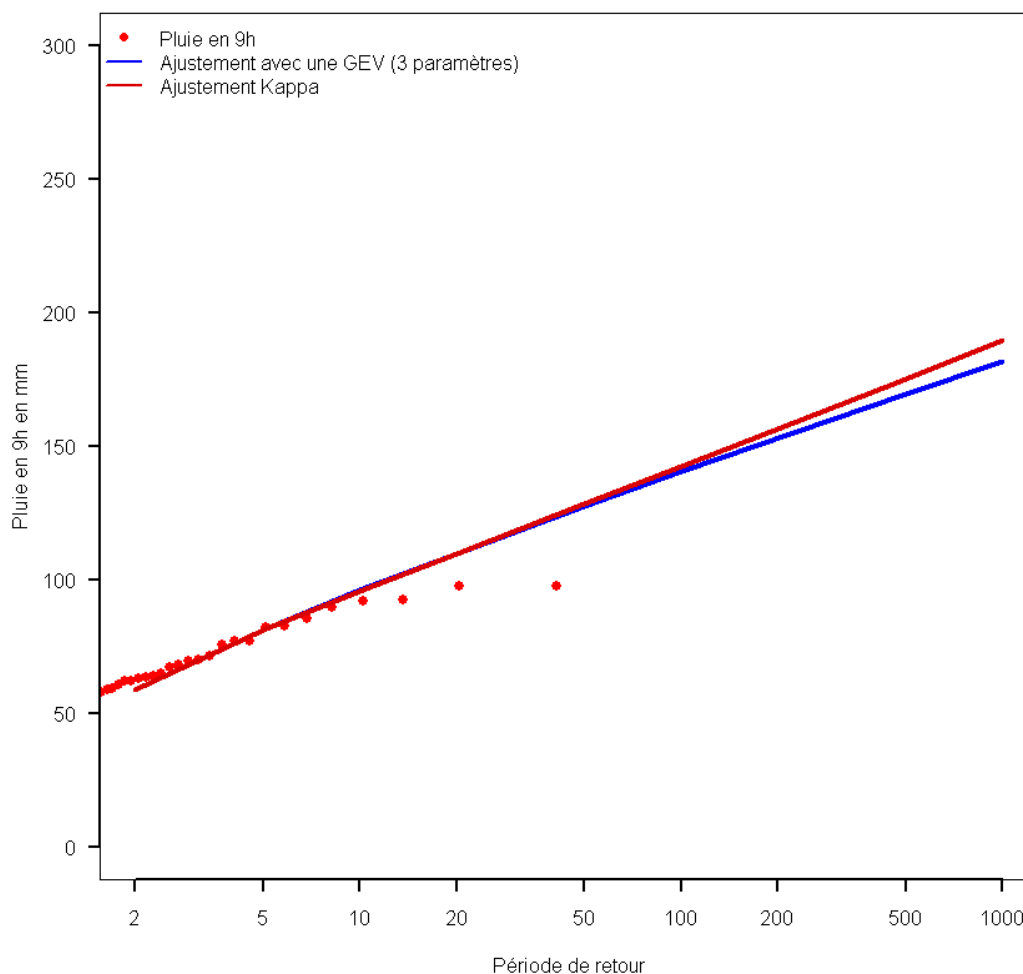


Figure 2-23—Distribution de fréquence du cumul de pluie en 9 heures sur le poste les Bonnaux avec les lois régionales.

On remarque que la distribution pour des lois de type GEV ou Kappa s'adapte moyennement aux pluies du poste (Figure 2-23). La loi diverge pour les périodes retour supérieure à 10 ans. Les quantiles de pluie sont surestimés.

L'ajustement de la loi régionale, sur le poste les « Bonnaux » donne un Gradex des pluies de 21 mm/9h. Cette valeur est plus forte que lorsque l'on réalise un ajustement de Gumbel uniquement sur les données du poste (16 mm/9h), ce qui concordant avec la remarque précédente.

On représente sur la Figure 2-24 la distribution des débits de pointe avec la méthode du Gradex avec les paramètres décrits dans le paragraphe 2.3.3.d.

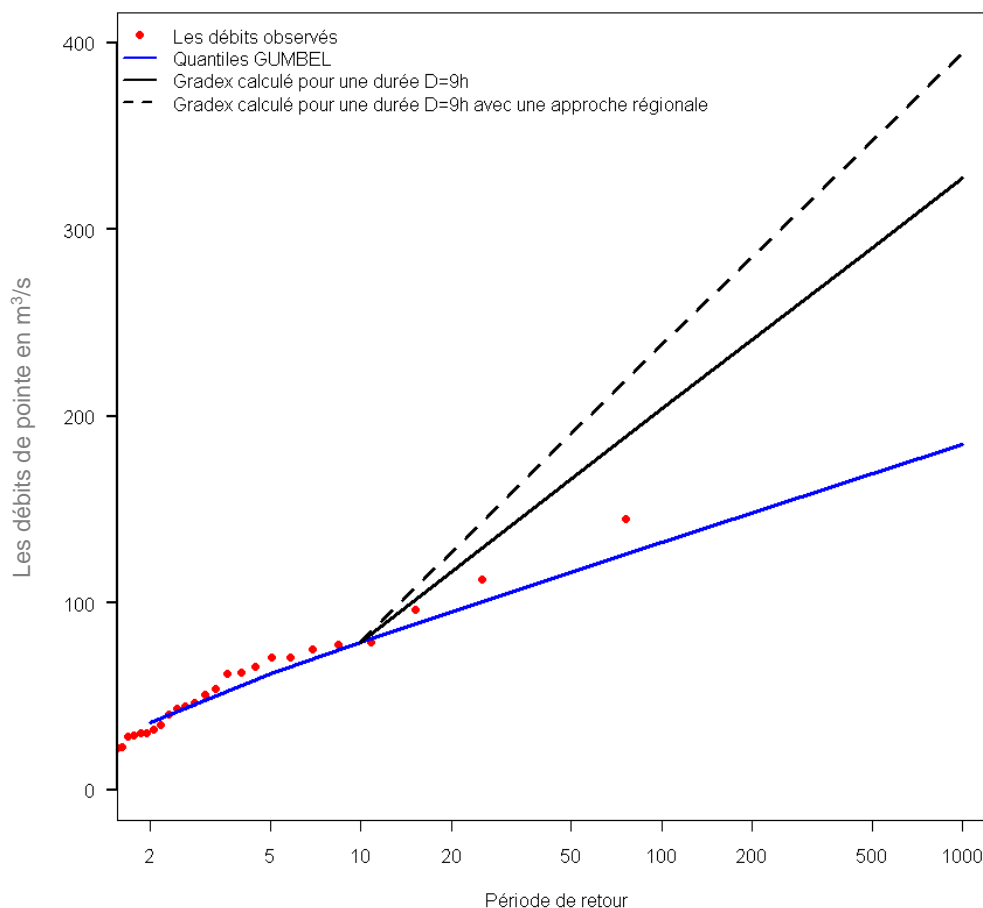


Figure 2-24—Distribution de fréquence des débits de pointe avec la méthode du Gradex sur le poste du Réal Collobrier au Pont de Fer avec l'utilisation de la loi régionale sur les pluies.

Une augmentation de 30% sur le Gradex des pluies entraîne une augmentation de 30 % sur le quantile de débit de pointe de période de retour $T=1000$ ans, soit $415 \text{ m}^3/\text{s}$.

e. Conclusion et perspectives sur l'étude régionale

Cette méthode permet d'estimer des quantiles sur des sites non-jaugés ou, si les chroniques sont trop courtes, d'obtenir une loi locale à partir d'une loi régionale plus robuste. Ainsi l'application de cette méthode n'est pas limitée en fréquence. Toutefois, elle nécessite une information (pluie/débit) aux alentours de la station cible.

On retiendra des approches régionales qu'elles présentent deux intérêts :

- permettre la réduction de l'effet d'échantillonnage que peut avoir une approche locale, par l'intégration de l'information de postes voisins.
- permettre de fournir des informations en sites non-jaugés, lorsqu'une régionalisation pertinente a été réalisée.

Cependant, on rajoute plusieurs hypothèses : estimation de la région homogène, utilisation de la loi statistique et ajustement des paramètres de cette loi.

2.5. Conclusion

Au cours de ce chapitre, on a appliqué sur 2 bassins des méthodes différentes de prédétermination telles que les méthodes Gradex, Schadex, lois issues de la théorie des valeurs extrêmes, QdF et approche historique.

Le but était d'exposer le principe des méthodes et leurs difficultés d'application sur quelques cas simples. Pour chacune, on met en évidence leurs limites. La synthèse de cette étude permet de mettre en évidence le problème suivant lequel, des méthodes peuvent donner des résultats équivalents pour les périodes de retour faibles et proposer des extrapolations très différentes. Pour le Réal Collobrier à T=10 ans les quantiles varient entre 80 m³/s et 96 m³/s alors qu'à T=1000 ans les quantiles varient de 189 m³/s à 415 m³/s.

Tableau 9–*Synthèse des résultats des différentes approches*

Bassin	Méthode		T=10 ans	T=100 ans	T=1000 ans
Réal Collobrier	GEV	PWM	84 m ³ /s	163 m ³ /s	267 m ³ /s
		LM	96 m ³ /s	181 m ³ /s	284 m ³ /s
		MLE	85 m ³ /s	193 m ³ /s	377 m ³ /s
	GPD	MLE	92 m ³ /s	145 m ³ /s	189 m ³ /s
	Gradex	Local	80 m ³ /s	200 m ³ /s	318 m ³ /s
		Régional	80 m ³ /s	240 m ³ /s	415 m ³ /s
Tech	Historique	Seuil 1=500m ³ /s	894 m ³ /s	2200 m ³ /s	4641 m ³ /s
		Seuil 2=1000m ³ /s	1000 m ³ /s	2023 m ³ /s	3500 m ³ /s
	Gradex		x	1414 m ³ /s	2320 m ³ /s
	Schadex		838 m ³ /s	1735 m ³ /s	2661 m ³ /s
	QdF		710 m ³ /s	1351 m ³ /s	2290 m ³ /s

L'approche avec les lois statistiques (GEV et GPD) a un domaine d'application pour des périodes de retour compris entre 2 ans et 100 ans (selon la longueur des observations) car au delà il y a une très forte non-linéarité entre la pluie et le débit.

Avec l'apport de l'information historique, ces lois peuvent être extrapolables jusqu'à la période de retour T=1000 ans. Cependant une analyse historique (archives, témoignages) est nécessaire pour déterminer le seuil de perception.

Quant à l'approche QdF, elle permet de tenir compte du régime du bassin en travaillant sur plusieurs durées. Néanmoins, cette méthode demande des chroniques de débit aux pas de temps horaire.

Les approches Schadex et Gradex se limitent à des bassins de superficie inférieure à 10 000 km² et présente l'intérêt de faire porter l'extrapolation des distributions des débits, sur celles des pluies. Elle prend ainsi en compte la non-linéarité qui existe dans la relation entre les pluies et les débits.

Cette liste n'est pas exhaustive, il existe encore bien d'autres méthodes comme les méthodes maximisantes, les PMP-PMF (Herschfield 1961; Herschfield 1965).

3. L'approche Shyreg

Sommaire

3.1.	Le générateur de pluie horaire	83
3.1.1.	Le fonctionnement du générateur de pluie horaire	83
3.1.2.	La régionalisation du générateur de pluie : Shyreg	91
3.1.3.	Conclusion sur le générateur de pluie	96
3.2.	La modélisation hydrologique	97
3.2.1.	Le fonctionnement général	97
3.2.2.	Le modèle hydrologique au pixel	98
3.2.3.	Le passage du pixel à l'exutoire d'un bassin versant	100
3.2.4.	Détermination de la production du bassin versant, S0/A	102
3.2.5.	Régionalisation de S0/A	104
3.2.6.	Conclusion et critiques de la méthode	116
3.3.	Conclusion	121

Ce chapitre présente la méthode Shyreg (Simulation d'Hydrogrammes pour la PREDétermination des débits de crue) dans sa version régionale, qui est divisée en deux volets :

- **le générateur de pluie**
- **la modélisation hydrologique**

Une première partie est dédiée au fonctionnement du générateur de pluie horaire, comment on décrit le phénomène pluvieux (variables, lois de probabilité) et pour quel type de pluie on cale le modèle. On verra que son calage peut être effectué selon deux sortes d'informations, soit avec une pluie horaire, soit avec une pluie journalière. Cette partie montre aussi que le générateur de pluie horaire ne permet pas de simuler des pluies de bassin. En effet on montra en évidence que la structure temporelle d'une pluie de bassin diffère d'une pluie ponctuelle.

Le calage du générateur de pluie horaire avec des pluies journalières permet l'utilisation d'une information plus abondante (3000 stations pluviométriques en France). Cette dernière a permis de régionaliser les paramètres du générateur de pluie à une échelle du km² (pixel). A cette échelle spatiale, en activant le générateur de pluie, il est possible de disposer des quantiles de pluie multi-durée-fréquence.

La deuxième partie traite de la modélisation pluie-débit. L'hypothèse retenue est d'utiliser le générateur de pluie pour un espace de 1 km² et de lui coupler un modèle hydrologique simple. L'activation du générateur de pluie associé à un modèle pluie-débit permet de simuler une multitude de scénarii de crues sur lesquelles on extrait certaines caractéristiques (débit instantané et lames d'eau maximales entre 1h et 72h) que l'on les classe empiriquement. On dispose alors des distributions de fréquence empirique de débit multi-durée-fréquence sur chacun des pixels.

Pour estimer, le débit à l'exutoire d'un bassin versant, il a été nécessaire de définir une règle d'agglomération des débits, que l'on nomme la fonction d'abattement des débits. Cette méthode conduit à une estimation en tout point du réseau hydrographique français, de l'aléa pluvial et hydrométrique.

Cette méthode a permis d'élargir plusieurs champs de compétences :

- la prévision des crues avec la méthode AIGA⁸ (Fouchier et al. 2007; Javelle et al. 2010b; Javelle et al. 2010c)
- la prédétermination du risque pluvial (Arnaud et al. 2007)
- la prédétermination du risque hydrologique (Aubert et al. 2011)
- la prédétermination des crues de projet (Lavabre et al. 2008)
- l'étude du changement climatique (Cantet 2009; Cantet et al. 2010)

Le chapitre 3 est le résumé de la méthode et plusieurs hypothèses seront étudiées dans les chapitres 5 et 6 et 7.

⁸ L'acronyme AIGA signifie Adaptation d'Information Géographique pour l'Alerte inondation

3.1. Le générateur de pluie horaire

3.1.1. Le fonctionnement du générateur de pluie horaire

a. Le principe du générateur de pluie

Le générateur de pluie horaire a fait l'objet de recherches depuis plus de 15 ans qui se sont traduites par 4 thèses. La première a permis l'émergence du générateur de pluie horaire calé avec des chroniques de pluie horaire (Cernesson 1993; Cernesson et al. 1996), la seconde avec des pluies journalières pour aboutir à sa régionalisation (Arnaud 1997). Enfin, les deux dernières thèses portent sur l'examen des incertitudes dans la modélisation des pluies (Muller 2006) et l'étude du comportement du générateur de pluie à des fréquences extrêmes et en application pour l'étude de l'impact du changement climatique (Cantet 2009).

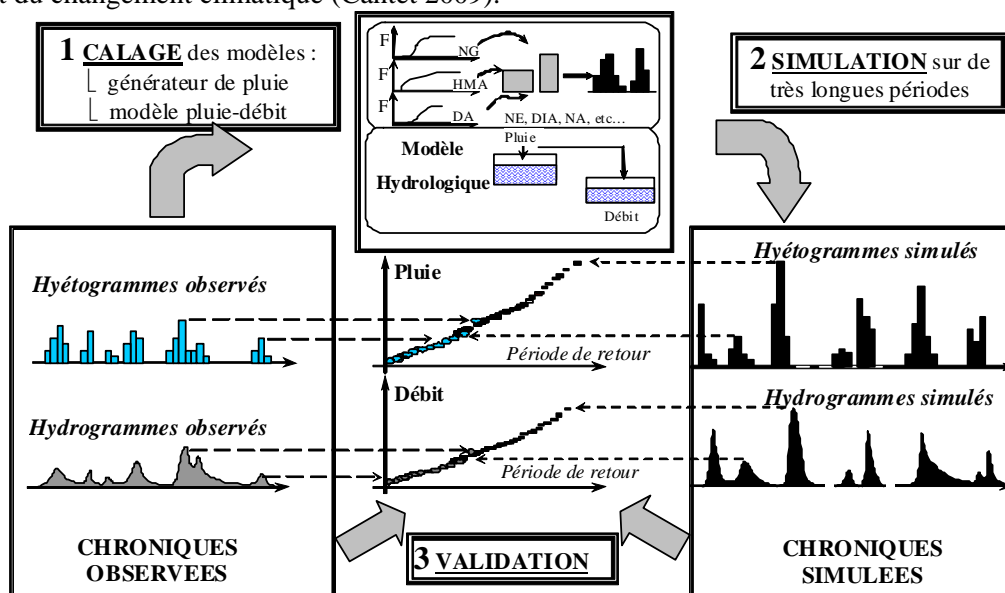


Figure 3-1–Le principe du fonctionnement du générateur de pluie, Shyreg (Simulation d'Hydrogrammes pour la PREdétermination des débits de crue)

La mise en œuvre du générateur de pluie s'effectue en 3 étapes (voir Figure 3-1).

- la première étape correspond au calage du modèle. On décrit le phénomène pluvieux à travers des variables aléatoires qui représentent au mieux la structure temporelle interne des hyétoigrammes observés. On vérifie l'indépendance des variables entre elles, puis on choisit pour chacune d'entre elles une loi de probabilité théorique pour les décrire.
- la seconde étape est la simulation d'évènements pluvieux par la méthode de Monte-Carlo. On tire aléatoirement dans les lois de probabilité théoriques suivant un ordre précis, en respectant les éventuelles dépendances entre les variables.
- la dernière étape est la validation des résultats. On extrait des différentes simulations les caractéristiques des évènements pluvieux (cumuls maximums de pluie entre 1h et 72h) et on les classe pour construire des distributions empiriques issues des simulations. Enfin, on compare ces distributions avec les distributions empiriques des mêmes variables observées.

b. Le générateur de pluie calé avec des pluies au pas de temps horaire

Dans un premier temps, le générateur de pluie horaire a été développé en analysant des pluies au pas de temps horaire. Le modèle repose sur le principe que la pluie peut être assimilée à un processus aléatoire et intermittent (succession d'états secs et pluvieux) dont l'évolution est décrite par des lois de nature stochastique. Afin de décrire la structure temporelle interne des événements pluvieux, 9 variables ont été retenues.

Deux pas de temps sont utilisés pour déterminer les 9 variables. On examine en premier, au pas de temps journalier le nombre moyen d'épisodes pluvieux. Puis à partir des événements pluvieux sélectionnés, on procède à l'analyse de la structure des pluies au pas de temps horaire.

Évènement pluvieux : un évènement pluvieux est défini comme une succession de pluies journalières supérieures à 4 mm comprenant au moins un cumul journalier supérieur à 20 mm (voir Figure 3-2).

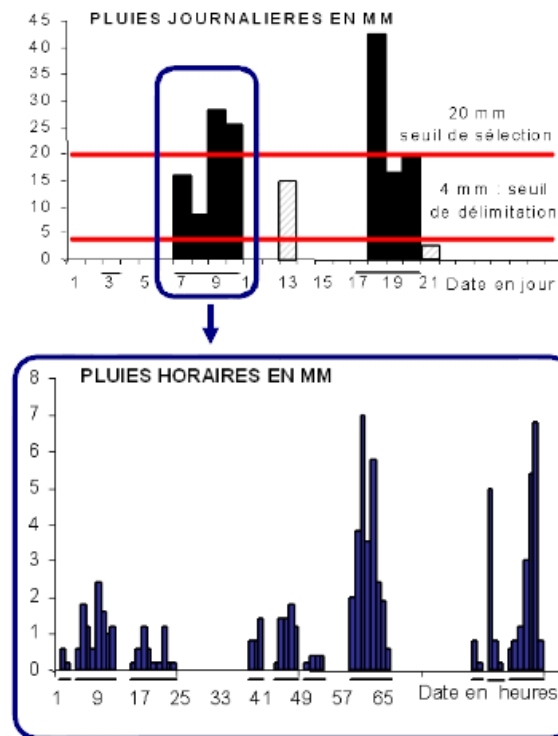


Figure 3-2–Analyse d'un évènement pluvieux et description d'une averse au pas de temps horaire

C'est à partir d'une information de pluie journalière que l'on définit le nombre moyen d'évènements pluvieux par an, *NE*. À partir de la sélection des évènements pluvieux, on étudie les pluies au pas de temps horaire (voir Figure 3-2) pour en extraire plusieurs caractéristiques : le nombre de périodes pluvieuses, le nombre d'averses, leur durée, leur volume ...

Période pluvieuse : les périodes pluvieuses sont séparées par un ou plusieurs pas de temps horaire sans pluie.

On définit les 3 variables suivantes (voir Figure 3-3) :

- **NG** : le nombre de périodes pluvieuses au cours d'un évènement pluvieux
- **DIA** : la durée sèche entre deux périodes pluvieuses
- **NA** : le nombre d'averses par période pluvieuse

Averse : une averse est une succession de pluies horaires ne présentant qu'un maximum local.

Quatre variables décrivent les caractéristiques d'une averse (voir Figure 3-3) :

- **DA** : la durée de l'averse (en heure)
- **VOL** : le volume de l'averse (en mm)
- **RX** : le rapport entre la pluie horaire maximale et le volume **VOL**
- **RPX** : la position de la pluie horaire maximale dans l'averse

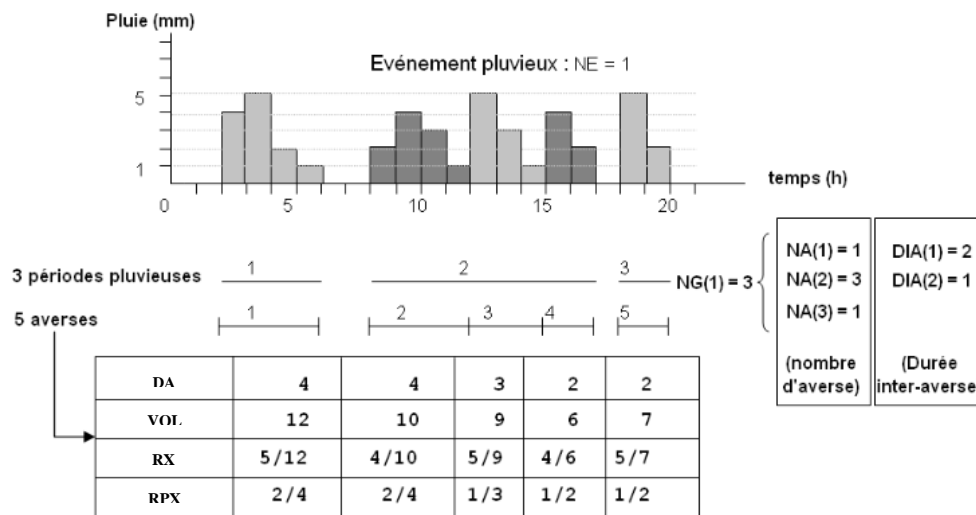


Figure 3-3–Détail de l'analyse d'un évènement pluvieux du générateur de pluie Shyreg

L'étude de la typologie des averses a conduit à deux sortes de populations, les averses dites « ordinaires » et les averses dites « principales ». Ces dernières apportent la plus grande quantité en eau lors d'un évènement (Arnaud and Lavabre 2000; Cantet 2011).

Averse principale : averse qui apporte lors d'une période pluvieuse la plus grande quantité d'eau. Le nombre d'averses principales dans un évènement est défini arbitrairement.

Il est au minimum de 1. On rajoute autant d'averse principale que le nombre de jours où le cumul de pluie a dépassé 50 mm.

- **NAVP** : le nombre d'averses principales

On détermine alors les lois de probabilité qui représentent au mieux les variables étudiées. Le Tableau 10 expose l'ensemble de ces lois.

Tableau 10–Le générateur de pluie Shypre avec les variables, leurs fonctions, leurs lois de probabilité

Variabiles	Descriptions	lois	Paramètres
NE	Nombre d'évènements	Loi de Poisson	2
NG	Nombre de périodes pluvieuses	Loi Géométrique	2
DIA	Durée sèche entre périodes pluvieuses	Loi Géométrique	2
		Loi Uniforme	
NA	Nombre d'averses	Loi Géométrique	2
DA	Durée de chaque averse	Loi de Poisson	4
		Loi Uniforme	
RPX	Position du max horaire	Loi Normale	2
VOL	Volume de chaque averse	Loi Exponentielle	2
NAVP	Nombre d'averse principale	Loi Exponentielle	2
RX	Ratio pluie max horaire/Vol de chaque averse	Type Uniforme	2

Une séparation saisonnière est effectuée pour analyser les évènements orageux plutôt courts et intenses durant l'été, des évènements moins intenses avec des durées plus longues en hiver. La saison estivale est choisie entre juin et novembre et hivernale de décembre à mai. Pour chaque saison, on estime les paramètres de chaque loi de probabilité (Tableau 10).

Après la détermination des variables descriptives, des lois de probabilité et de l'estimation des paramètres suivant les saisons, on peut alors simuler des chroniques de pluie au pas de temps horaire selon l'organisation de la Figure 3-4 grâce à la méthode de Monte-Carlo.

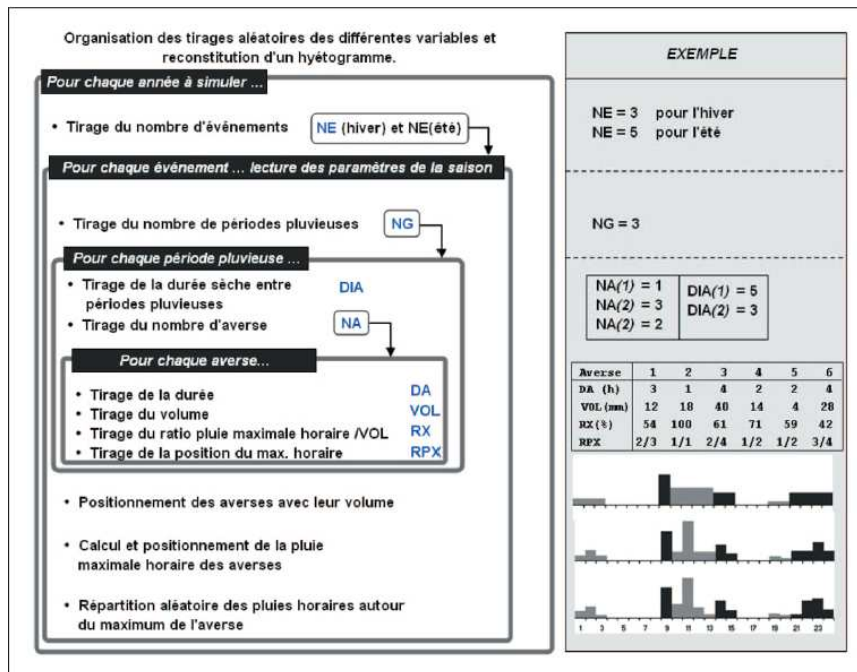


Figure 3-4–Organisation des tirages aléatoires des différentes variables pour la construction de hyétoGrammes simulés, du générateur de pluie Shypre

Au final, on conclut:

« Cette analyse descriptive des évènements pluvieux enregistrés sur une station pluviographique conduit à étudier plusieurs évènements par an, composés de plusieurs périodes pluvieuses ayant elles-mêmes plusieurs averses. L'effectif des variables étudiées est alors supérieur à une valeur par an, ce qui participe à la robustesse de l'approche (Arnaud and Lavabre 2011) »

Les pluies maximales de différentes durées sont extraites des événements simulés, puis classées pour construire leur distribution de fréquence empirique. La Figure 3-5 représente les résultats des simulations de 217 postes avec des climats très contrastés : méditerranéen, alpin et continental.

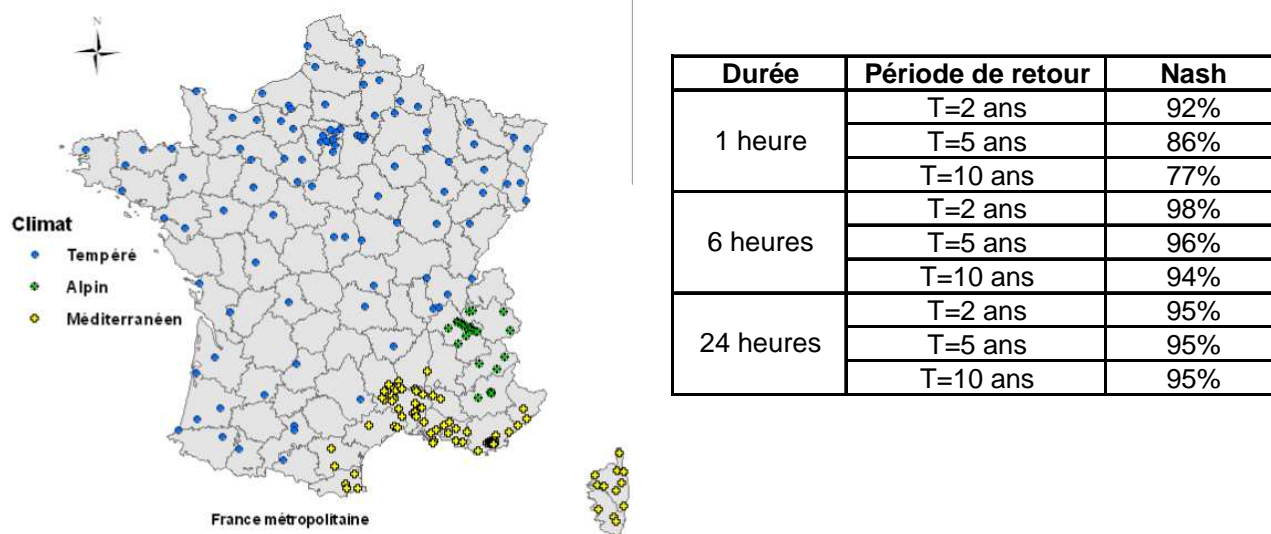


Figure 3-5—Répartition géographique des stations (à gauche) et résultats des simulations des 217 postes avec un critère de Nash entre les quantiles de pluie Shyreg et des quantiles issus d'ajustements de lois exponentielles sur les pluies observées supérieures à un seuil (Cantet 2011).

Les critères de Nash sont estimés entre les quantiles de pluie issus des simulations de Shyreg et ceux d'une loi exponentielle (chapitre 2, paragraphe 2.3.g) calée sur les pluies observées supérieures à un seuil, pour différentes durées et périodes de retour. Les résultats montrent des critères de Nash supérieurs à 90 % sauf pour la durée, $d=1h$ et les périodes de retour 5 et 10 ans.

Le tableau de la Figure 3-5 montre que l'approche Shyreg permet de retrouver les quantiles de pluie de toute durée, sur la gamme des fréquences courantes ($T \leq 10$ ans).

Au final, on retient :

« Les résultats permettent d'obtenir des chroniques de pluies horaires statistiquement équivalentes aux pluies observées, et cela pour tout type de climat (Arnaud and Lavabre 2011) ».

c. Shypre générateur de pluie spatiale ?

L'utilisation du générateur de pluie pour un couplage avec une modélisation hydrologique va se faire à l'échelle du pixel de 1 km². Cependant la tendance est forte de vouloir utiliser les résultats du générateur avec une modélisation hydrologique globale sur des bassins versants plus grands. On ferait alors l'hypothèse que le générateur produirait des chroniques de pluie de bassin...

Pour cela, on analyse le calage des paramètres de Shypre au pas de temps horaire pour deux types d'information : pour une pluie locale et pour une pluie de bassin (Figure 3-6).

Les pluies de bassin ont été construites à partir des pluviographes de Météo-France situés dans les bassins puis interpolés par la méthode des polygones de Thiessen, dans le cadre de la thèse de Nicolas Le Moine (Le Moine 2008). Au final, on dispose de 1039 chroniques de pluie de bassin de 10 ans sur lesquelles on estime les paramètres permettant de caler le modèle Shypre au pas de temps horaire. Les 1039 bassins sont situés en France métropolitaine pour des gammes de superficie comprise entre 10 km² et 10 000 km² (chapitre 4).

On s'intéresse plus particulièrement aux 3 paramètres suivants : DA (durée d'une averse), VOL (volume d'une averse) et RX (rapport entre la pluie maximale en une heure et le volume) qui sont les variables définissant la structure temporelle des pluies au pas horaire, et les plus impactées par le « lissage » produit lors du passage à une pluie de bassin. Le schéma de la Figure 3-6 illustre la transformation qui peut se produire lors du calcul d'une pluie de bassin : deux averses pour un poste local (courbe noire) et une pour la pluie de bassin (courbe bleu).

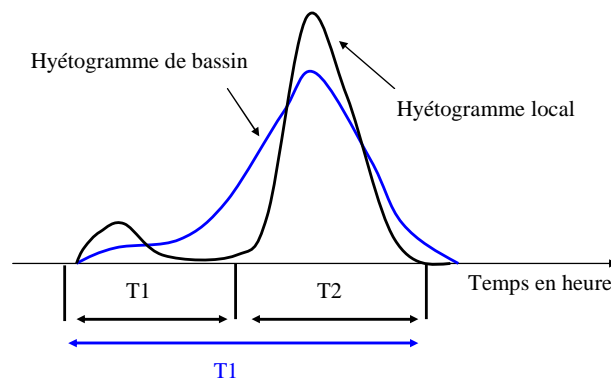


Figure 3-6–Schéma d'une pluie locale et d'une pluie de bassin

Une pluie de bassin présente une structure temporelle différente d'une pluie ponctuelle (voir Figure 3-6), avec des intensités horaires moins fortes, des durées d'averses plus longues, et un nombre d'averses (au sens de la méthode) plus restreint. Sur l'exemple, cela conduit à une analyse différente d'un même événement. Au lieu d'étudier deux averses, le modèle considérera la pluie de bassin comme une unique averse.

Par conséquent, les valeurs des paramètres DA (durée de l'averse), VOL (volume de l'averse) augmentent entre une pluie locale et une pluie de bassin.

Seul le paramètre RX (rapport entre la plus forte averse et le volume) diminue car le volume augmente et les intensités horaires sont moins fortes.

Sur chacun des 3 graphiques (Figure 3-7, Figure 3-8, Figure 3-9), on représente les valeurs de paramètres (VOL, RX et DA) estimées sur 1039 bassins en fonction de leur superficie (rouge pour l'été et bleu pour l'hiver) (chapitre 4 paragraphe 4.2.3). On figure aussi les droites de régression entre les paramètres et la surface du bassin versant pour chercher des tendances. On ajoute à ces graphiques, les valeurs médianes, maximales et minimales des paramètres estimés sur les données ponctuelles des 217 postes pluviographiques.

Etude de la durée moyenne des averses, DA :

La Figure 3-7 représente la durée moyenne des averses (DA) en fonction de la superficie des bassins.

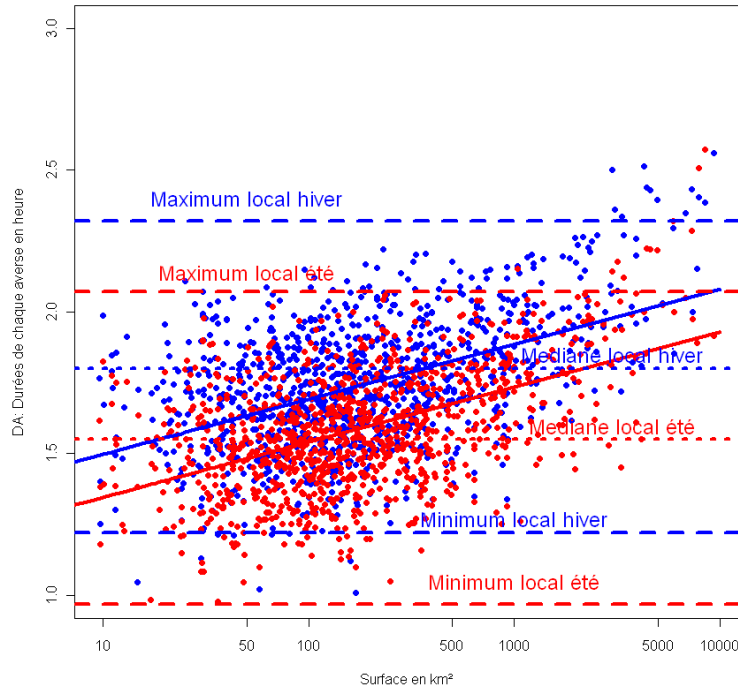


Figure 3-7—Durée des averses moyennes (DA) en fonction de la superficie des 1039 bassins versants et pour deux saisons (rouge) pour l'été et (bleu) pour l'hiver. Les traits en pointillé correspondent aux caractéristiques statistiques de la variable DA des 217 postes.

L'examen de la Figure 3-7 montre que la durée augmente avec la superficie du bassin. Cette durée devient supérieure à la valeur maximale estimée localement sur 217 postes pour une superficie de 1000 km². Une tendance se dessine à l'augmentation de la durée des averses pour les grands bassins.

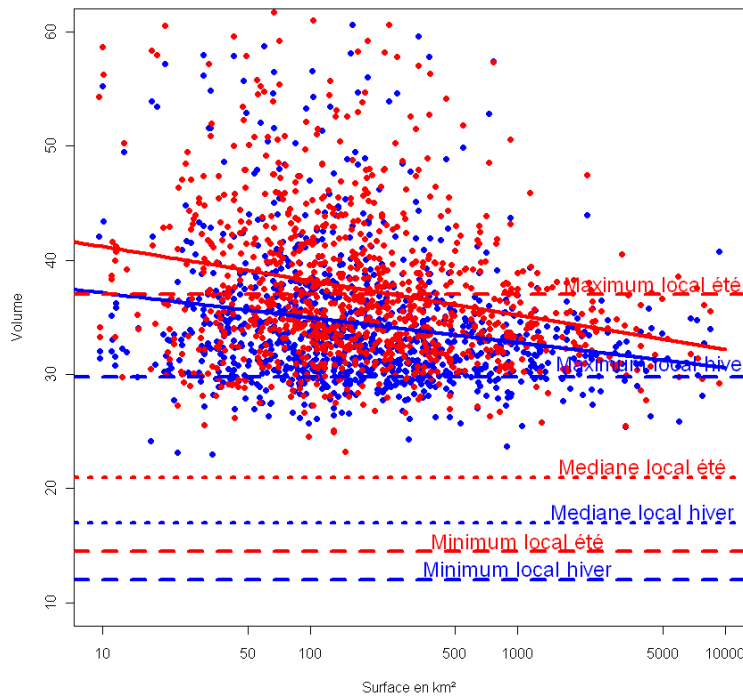


Figure 3-8—Volume moyen des averses (VOL) en fonction de la superficie des 1039 bassins versants pour deux saisons (rouge) pour l'été et (bleu) pour l'hiver. Les traits en pointillé correspondent aux caractéristiques statistiques de la variable VOL des 217 postes.

Etude du volume moyen des averses, VOL :

La Figure 3-8 représente le volume moyen des averses (VOL) en fonction de la superficie des bassins. On note que le volume est nettement supérieur aux valeurs maximales estivales et hivernales trouvées localement sur les 217 postes. Il a donc bien augmenté. Cependant, le volume a tendance à diminuer en fonction de la superficie des bassins. Ce phénomène peut être associé à l'abattement des pluies.

Etude du rapport moyen des pluies maximales horaires sur volume, RX :

La Figure 3-9 représente le rapport moyen de la pluie maximale en heure sur le volume (RX) en fonction de la superficie des bassins.

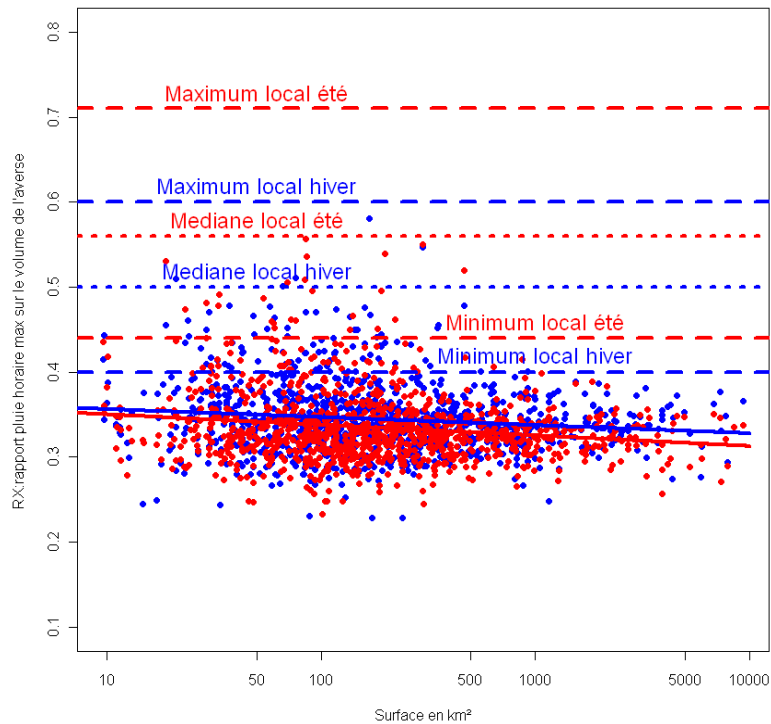


Figure 3-9–Rapport moyen de la pluie maximale horaire sur le volume (RX) en fonction de la superficie des 1039 bassins et pour deux saisons (rouge) pour l'été et (bleu) pour l'hiver. Les traits en pointillé correspondent aux caractéristiques statistiques de la variable RX des 217 postes.

On remarque que la plupart des valeurs de RX sont situées en dessous de la valeur la plus faible estimée sur 217 postes. Ainsi, on montre bien que le rapport RX diminue pour une pluie de bassin.

Au final, la structure temporelle interne des épisodes pluvieux diffère d'une pluie de bassin à une pluie ponctuelle. Cela se retrouve au travers des valeurs des différents paramètres. Les valeurs DA et VOL sont plus fortes, les valeurs de RX sont inférieures à celles estimées localement sur 217 postes pour l'ensemble des gammes climatiques (tempéré, méditerranéen, alpin). Ce constat traduit bien le « lissage » du signal de pluie horaire qui opère lors du calcul d'une pluie de bassin.

On en conclut que Shyreg est un générateur de pluie ponctuel. Il ne peut être utilisé directement comme un générateur de pluie de bassin, sans procéder à un recalage de certains paramètres. L'échelle d'application spatiale est limitée à des petites superficies de l'ordre du kilomètre carré.

3.1.2. La régionalisation du générateur de pluie : Shyreg

a. Le générateur de pluie horaire calé avec des pluies journalières

La possibilité d'utiliser une information plus dense, en termes de répartition spatiale et de longueur de chronique, a conduit les recherches à utiliser des pluies au pas de temps journalier pour caler le générateur de pluie horaire. Pour cela, il a fallu imposer à certains paramètres (Arnaud 1997) :

- des valeurs médianes issues du calage des 217 postes (NA, RXP, DA, RPX et DIA)
- des paramètres expliqués par le biais de régressions avec des variables issues d'une information de pluies journalières.

Au final, la paramétrisation du générateur de pluie horaire avec une information journalière est décrite au travers de 3 paramètres journaliers :

- NE : traduit l'occurrence des événements de chaque saison
- μ PJMAX : traduit l'intensité de la pluviométrie de chaque saison
- μ DTOT : traduit la durée des événements pluvieux de chaque saison

La Figure 3-10 représente les critères de Nash des 217 postes pluviographiques pour différentes durées et périodes de retour avec la méthode Shyreg paramétré avec une information journalière.

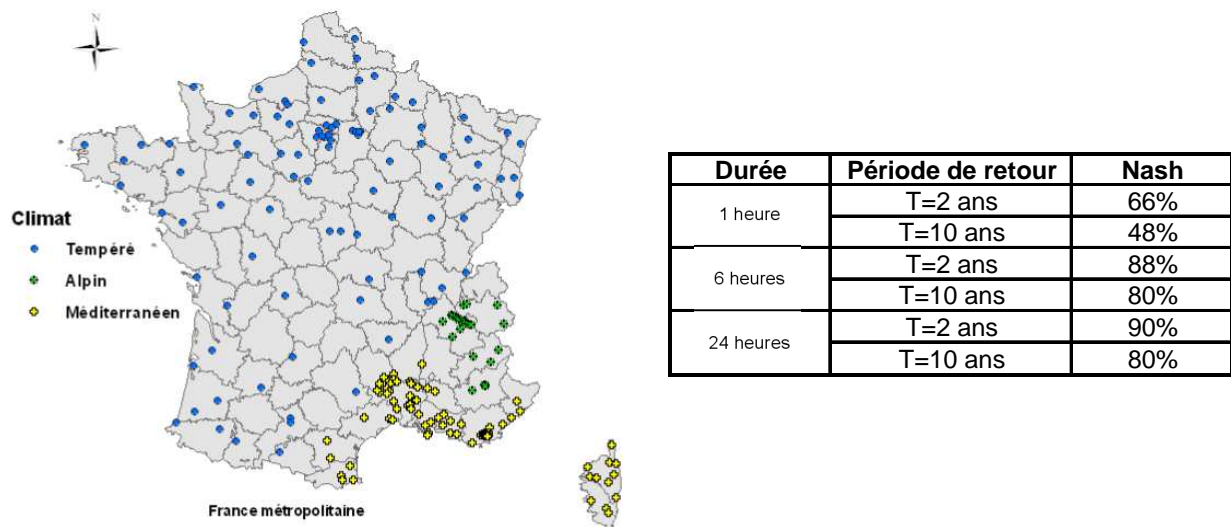


Figure 3-10—Répartition géographique des stations (à gauche) et résultats des simulations des 217 postes avec un critère de Nash entre les quantiles de pluie Shyreg paramétré avec une information journalière et des quantiles issus d'ajustements de lois exponentielles sur les pluies observées supérieures à un seuil (Cantet 2011).

Les résultats de la Figure 3-10 montre qu'avec une information journalière, le générateur permet de retrouver les quantiles de pluie toute durée et période de retour ($T \leq 10$ ans).

Le calage du générateur de pluie avec une information journalière a permis l'utilisation de 2812 postes répartis sur l'ensemble de la France. Ce grand nombre de postes a servi à régionaliser les trois paramètres (μ DTOT, μ PJMAX et NE) pour caler le générateur de pluie au pas de temps journalier à la maille du km^2 . La méthode AURELHY a été utilisée pour la régionalisation des paramètres journaliers en séparant les saisons (voir Figure 3-11) (Sol and Desouches 2005).

En activant le générateur de pluie en chacun des pixels, on peut estimer des quantiles de pluie sur l'ensemble du territoire français.

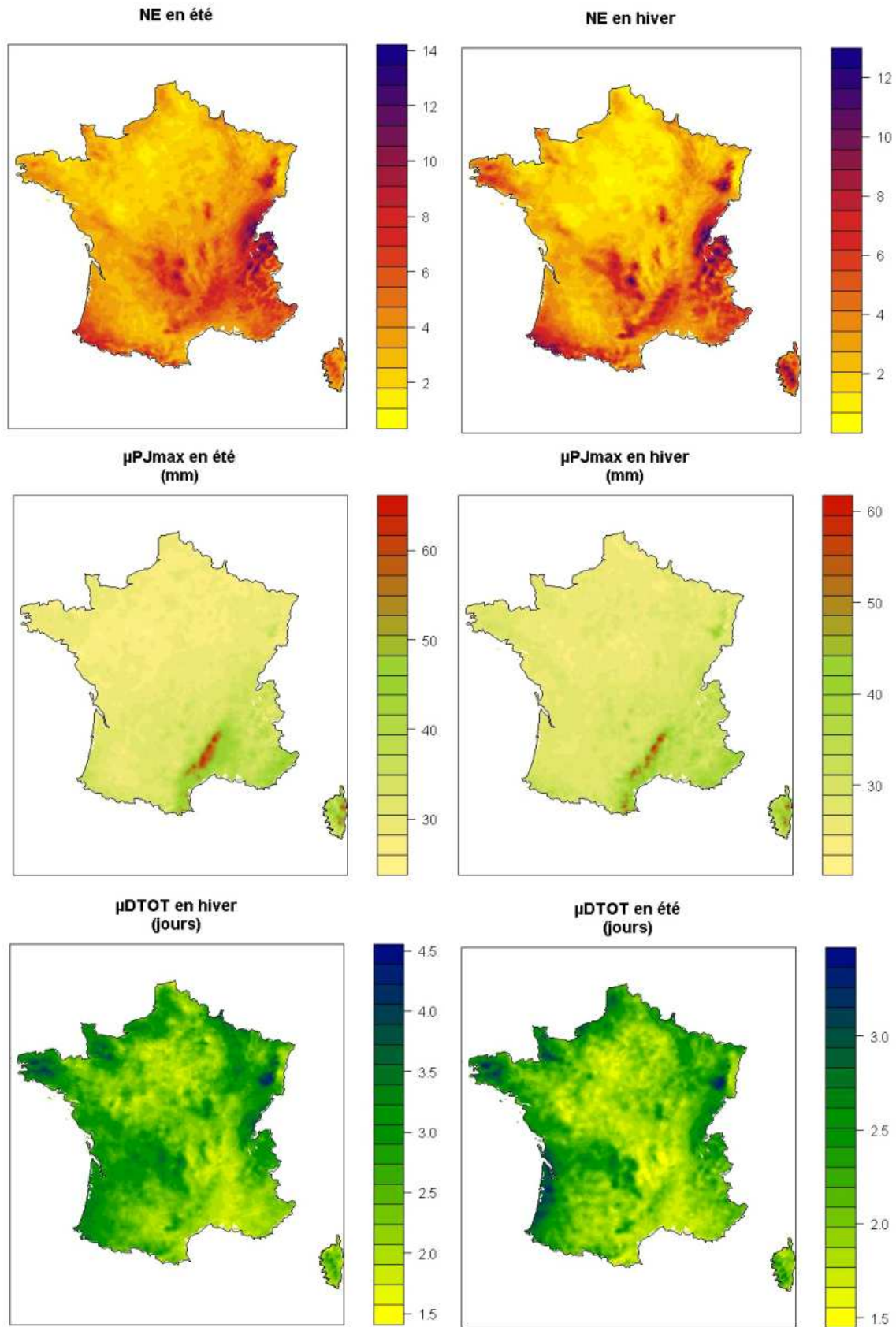


Figure 3-11—Les 3 cartes de France de paramètres journaliers NE, μ PJMAX et μ DTOT pour paramétrer le générateur de pluie Shyreg pour l'été et pour l'hiver

Une fois la régionalisation des paramètres journaliers effectuée, on peut mettre en œuvre le générateur de pluie à l'échelle du kilomètre carré. On dispose alors d'une carte de quantiles de pluie multi-durée-fréquence.

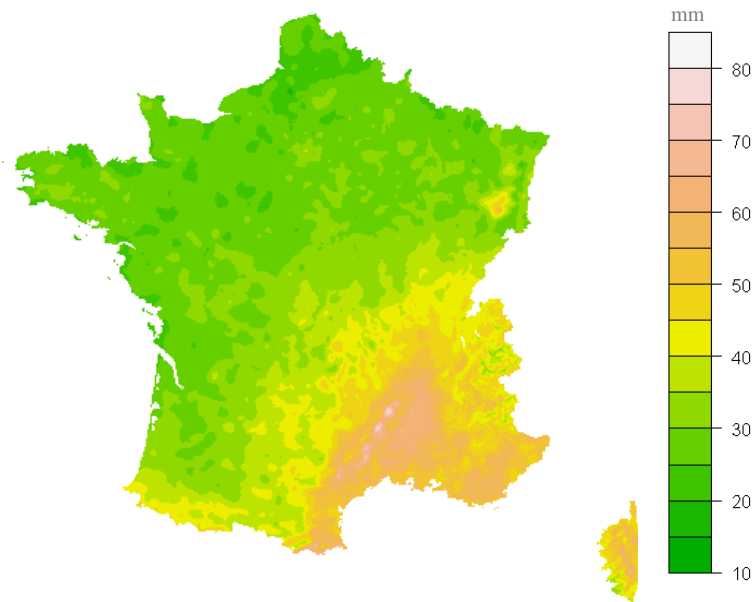


Figure 3-12–Carte de France du quantile de pluie 1h, $T=10$ ans avec l'approche Shyreg

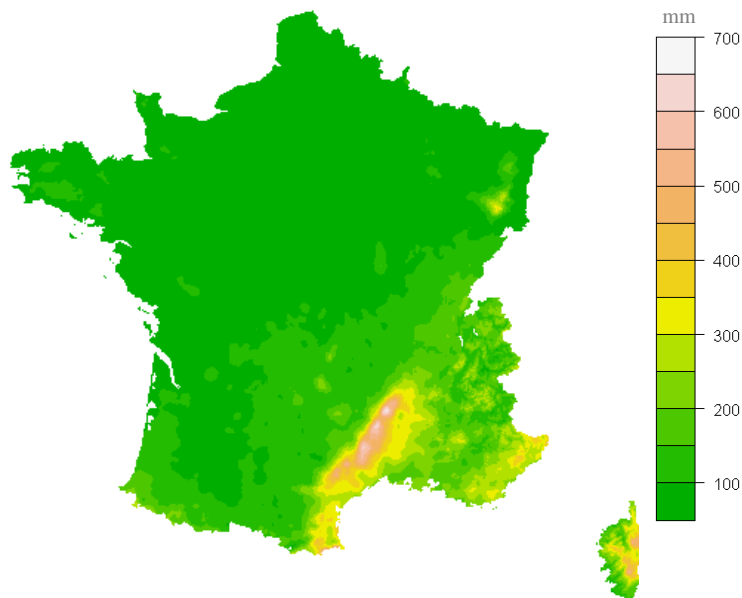


Figure 3-13–Carte de France du quantile de pluie journalier, $T=100$ ans avec l'approche Shyreg

Les cartes (Figure 3-12 et Figure 3-13) de France montrent bien les différents régimes pluviographiques : la zone des Cévennes et la partie Est de la Corse présentent les plus forts cumuls de pluie ; pour la durée journalière et pour la période de retour 100 ans, on a des cumuls dépassant les 400 mm. Dans les paragraphes suivants, on montre deux aspects du générateur de pluie : sa robustesse et son comportement vers les fréquences extrêmes.

b. Comportement du générateur de pluie en terme de robustesse

Ce paragraphe traite de la robustesse du générateur de pluie dans l'exemple de la chronique de pluie journalière (122 ans de longueur) sur le poste de Marseille. Dans sa thèse, Muller montre les intervalles de confiance entre un ajustement de loi GPD (chapitre 2) et Shypre paramétré par l'information journalière (paragraphe 3.1.2.a) (voir Figure 3-14) et elle conclut :

« Shypre n'utilise que des moments d'ordre 1 pour l'estimation de ses paramètres (NE, PJMAX, DTOT), tandis que la loi GPD (paragraphe 2.3.a) utilise les moments d'ordre 2 et 3 dans l'estimation par maximum de vraisemblance... l'intervalle de confiance est plus faible pour Shypre bien que l'on ait trois paramètres et donc trois degrés de liberté au lieu de 2 pour la GPD » (Muller 2006).

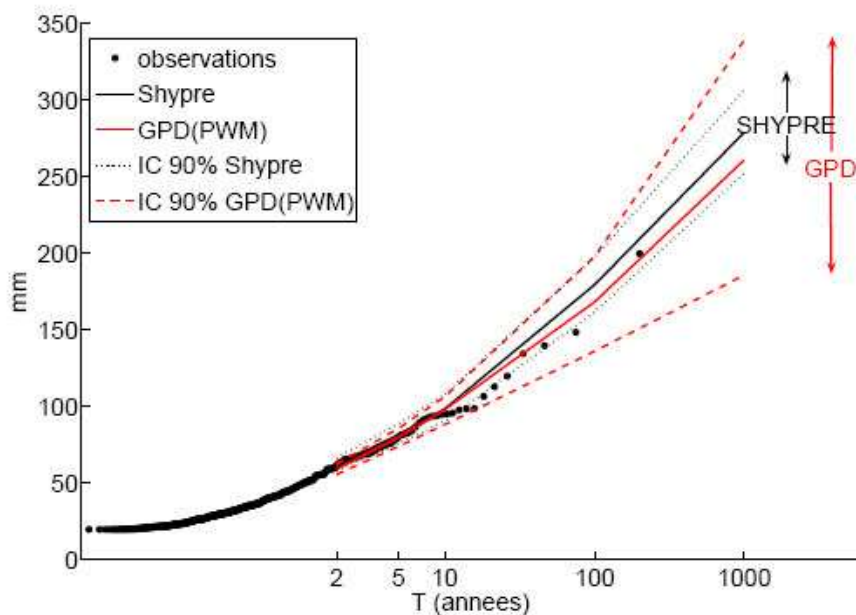


Figure 3-14—Intervalles de confiance à 90% calculés pour l'estimation des quantiles de pluies journaliers, par la méthode Shypre et par l'ajustement d'une loi GPD (Muller 2006).

c. Comportement du générateur de pluie vers les fréquences extrêmes

Pour l'étude des fréquences extrêmes, deux approches sont testées, la méthode des années stations et l'utilisation de loi régionale.

Pour la méthode des années-stations, Cantet utilise l'ensemble des 2812 postes à un pas de temps journalier sur lesquels il extrait les maximums annuels (Arnaud et al. 2008; Cantet 2009). On applique une hypothèse d'indépendance spatiale et temporelle de toutes les valeurs record observées. On constitue ainsi un échantillon de 69 005 années stations dont 690 valeurs qui ont une fréquence « centennale » et 69 qui ont une fréquence « millénaire ».

On teste avec la méthode Shypre et une loi exponentielle, le nombre de fois où la pluie journalière maximale observée dépasse les quantiles centennaux et millénaire. Avec la méthode Shypre on comptabilise 79 valeurs pour T=1000 ans, 640 valeurs pour T=100 ans. Avec une loi exponentielle, on comptabilise 117 valeurs pour T=1000 ans, 909 valeurs pour T=100 ans.

Ainsi, Cantet conclut : «...les quantiles centennaux et millénaire de Shypre semblent être corrects ou du moins plus réalistes que les quantiles issus d'une loi exponentielle »

La deuxième étude porte sur la comparaison des distributions des pluies journalières entre Shyreg et une étude statistique régionale (Neppel et al. 2007).

Pour cette étude, Neppel utilise 165 postes pluviographiques d'au moins 15 ans de mesures situés en région méditerranéenne et plus particulièrement dans la zone des Cévennes. Sur chacun des postes, il divise les valeurs des max-annuels par leur moyenne, μPJMOY .

Il constitue en premier une région homogène par les tests de discordance et d'homogénéité basés sur les L-moments. Puis il compose un échantillon indépendant temporellement et spatialement (Hosking and Wallis 1993). Cette méthodologie est présentée en détail dans le chapitre 3 (paragraphe 3.2.5). Au final, il conserve 5120 valeurs qui permettent de constituer une loi régionale (GEV).

Dans un second temps, il interpole spatialement la variable μPJMOY estimée en chaque poste. Cette cartographie de μPJMOY au km^2 permet de dénormer la loi régionale en chacun des pixels et d'estimer des quantiles de pluie journaliers.

La Figure 3-15 représente les écarts relatifs pour 3 périodes de retour ($T=10$ ans, $T=100$ ans et $T=1000$ ans) entre les quantiles de pluie Shyreg et ceux issues de la loi régionale estimés en chacun des pixels. Lorsque les écarts sont négatifs les quantiles issus de la loi régionale sont plus forts que ceux de Shyreg. Quand les écarts sont positifs, les quantiles Shyreg sont plus forts que ceux de la loi régionale.

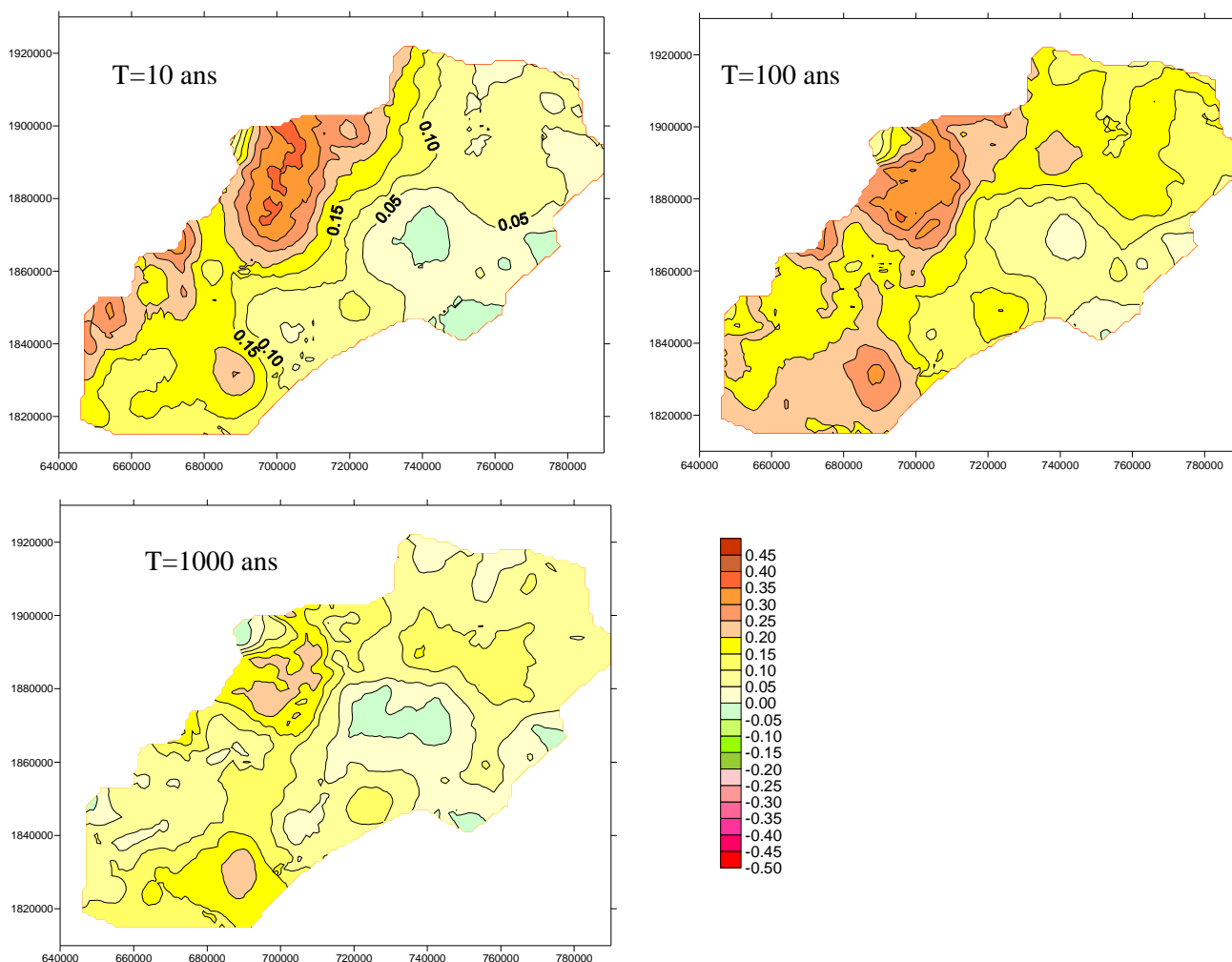


Figure 3-15—*Comparaison entre les quantiles Shyreg et les quantiles issus de la loi régionale pour les pluies journalières sur la région des Cévennes (Neppel et al, 2007).*

Les auteurs de cet article concluent : « Une première analyse des résultats montre que, dans leurs versions régionalisées, les deux méthodes sont très proches en terme d'extrapolation vers les fréquences rares. » Pour la fréquence millénaire, l'écart sur les quantiles de pluie entre les deux méthodes est inférieur à 20%. « On peut alors raisonnablement penser que les extrapolations auxquelles conduisent les deux méthodes convergent vers les mêmes estimations. »

3.1.3. Conclusion sur le générateur de pluie

Dans cette partie, on a abordé trois points importants:

- le fonctionnement du générateur de pluie
- le calage du générateur de pluie
- la robustesse et le comportement du générateur de pluie vers les fréquences extrêmes

Au final, on retient que le générateur de pluie fonctionne et reproduit bien les observations avec des pluies horaires, des pluies journalières mais n'est actuellement pas adapté pour reproduire des pluies de bassin. En effet, la structure temporelle d'une pluie de bassin est différente d'une pluie ponctuelle. Le modèle fonctionne pour des pluies ponctuelles que l'on peut utiliser pour une maille de 1 km².

La possibilité de caler le générateur de pluie horaire avec des pluies journalières a permis l'utilisation d'un grand nombre de postes pour régionaliser les paramètres nécessaires au fonctionnement du générateur. Ainsi, on peut estimer l'aléa pluvial sur l'ensemble du territoire français à une échelle spatiale du km². Cette approche a montré une robustesse face à l'échantillonnage grâce à l'analyse d'un grand nombre d'évènements et sa paramétrisation basée sur des valeurs moyennes. Les résultats sur les fréquences extrêmes ont montré une bonne cohésion entre les observations pour une longue série (poste pluviographique de Marseille) et une convergence des quantiles vers les fréquences extrêmes avec une loi régionale.

Enfin, cette approche couplée à un modèle pluie-débit permet l'estimation de l'aléa hydrologique en tout point du réseau hydrographique. Dans une deuxième partie, on présente le modèle hydrologique et les hypothèses retenues.

3.2. La modélisation hydrologique

3.2.1. Le fonctionnement général

On couple au générateur de pluie un modèle hydrologique qui génère ainsi une multitude de scénarii de crues. On extrait des différents évènements simulés les caractéristiques des crues (débit instantané et les lames d'eau entre 1h et 72h) qui sont classées empiriquement. Au final, on dispose sur chacun des pixels des hydrogrammes de crue et des quantiles de débit multi-durée-fréquence. Le passage des quantiles de débit pixélisés à l'exutoire d'un bassin versant est réalisé à l'aide d'une fonction d'abattement des quantiles de débit.

Cette partie présente les 3 étapes servant à caler la méthode sur un bassin versant (voir Figure 3-16).

1. Modélisation au pixel (paragraphe 3.2.2)

On couple au générateur de pluie un modèle pluie-débit de type GR (Michel 1983) en chacun des pixels qui est considéré comme un bassin versant virtuel de 1 km² (Figure 3-16 et Figure 3-17). En activant le modèle, on génère une multitude de crues dont on extrait certaines caractéristiques (débit instantané et lames entre 1h et 72h). Tous les paramètres du modèle hydrologique sont imposés, sauf le paramètre S0/A qui devra être optimisé.

2. Passage du pixel à l'exutoire (paragraphe 3.2.3)

Pour chaque bassin versant, on dispose d'une information débitométrique multi-durée-fréquence sur chacun des pixels le constituant. Le passage du pixel à l'exutoire nécessite une fonction d'agglomération des quantiles de débit. Cette dernière doit prendre en compte l'abattement des pluies et l'abattement des débits dans le réseau hydrographique : c'est la fonction d'abattement des quantiles de débit.

3. Détermination de la distribution Shyreg, S0/A (paragraphe 3.2.4)

Le taux initial d'eau dans le réservoir de production (S0/A) sera optimisé à cette étape, de façon que les quantiles Shyreg à l'exutoire des bassins jaugés soient au plus proches des quantiles courants (T = 2,5 et 10 ans) connus sur ces bassins.

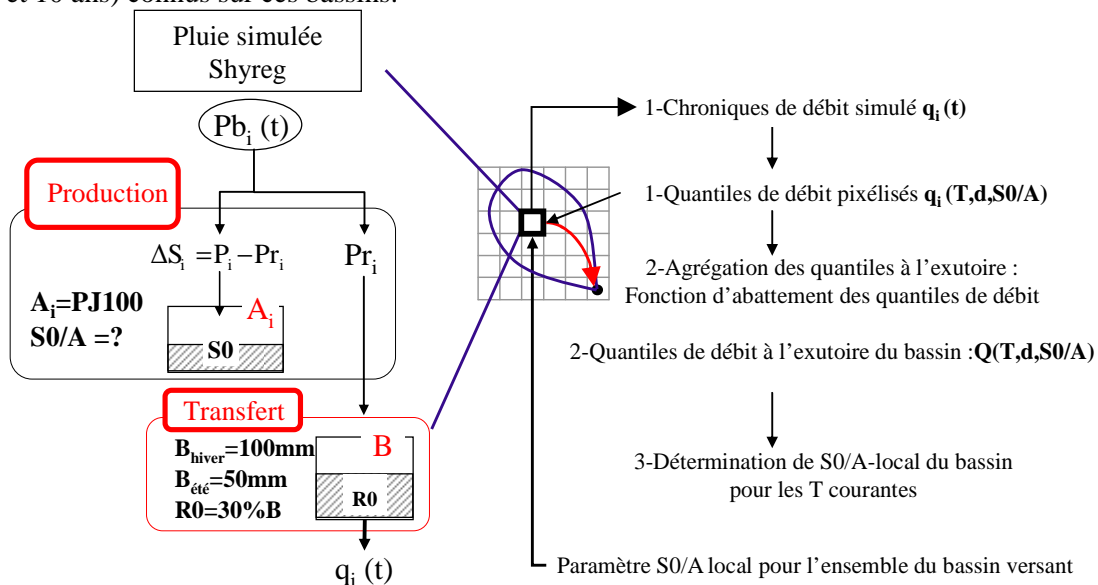


Figure 3-16–Le fonctionnement général de la modélisation hydrologique de la méthode Shyreg, q_i =quantile de débit au pixel i , Q =quantile de débit à l'exutoire d'un bassin versant, d =durée, T =période de retour et $S0/A$ =production

3.2.2. Le modèle hydrologique au pixel

Cette partie présente la structure du modèle hydrologique. Cette structure est issue de travaux sur la simplification du modèle GR3H (Arnaud 2005; Folton et al. 2007) afin de l'adapter au mieux à la modélisation hydrologique de petits bassins de la taille du kilomètre carré (Fine et al. 2006; Graff 2004; Graff 2005). Le modèle hydrologique a été testé sur tout type de climat : méditerranéen, alpin, continental et tropical.

a. Le modèle hydrologique au pixel

La transformation de la pluie en débit est réalisée à l'échelle du kilomètre carré au pas de temps horaire, à l'aide d'un modèle hydrologique à deux réservoirs, le tout fonctionnant en évènementiel. Le premier gère la production et le second le transfert (Figure 3-17). Au pixel, tous les paramètres sont imposés sauf S_0/A qui représente la production au niveau du pixel. **Tout le calage de la méthode repose sur le choix de cette valeur.**

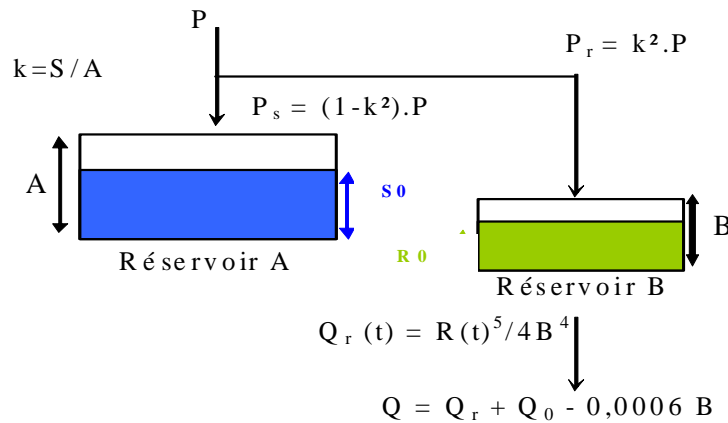


Figure 3-17–Structure du modèle hydrologique, GR au pixel: A taille du réservoir de production, S_0/A le niveau d'eau initial dans le réservoir de production, A, B la taille du réservoir de transfert et R_0 le niveau d'eau initial dans le réservoir de transfert, B.

b. La taille du réservoir de production, A

Il a été retenu de fixer la taille du réservoir de production (A) en fonction de la pluviométrie locale au pixel ce qui amène à deux postulats qui conduisent à la carte présentée sur la **Figure 3-18**:

- **le premier postulat** propose de fixer la capacité du réservoir de production, A en fonction de la pluviométrie « extrême ». A est fixé à la valeur de la pluie journalière centennale au pixel, **A-PJ100**. L'hypothèse sous-jacente est d'arriver, en moyenne, à saturation du modèle (saturation du bassin versant) vers la période de retour centennale. On se rapproche des hypothèses formulées dans la méthode du Gradex (Guillot and Duband 1967) où la distribution des débits est conditionnée par celle des pluies à partir d'une certaine période de retour (point pivot).
- **le deuxième postulat** est de borner la capacité du réservoir de production à 200 mm dans le cas où la pluie journalière centennale est inférieure à 200 mm au pixel.

La Figure 3-18 présente la carte A_PJ100.

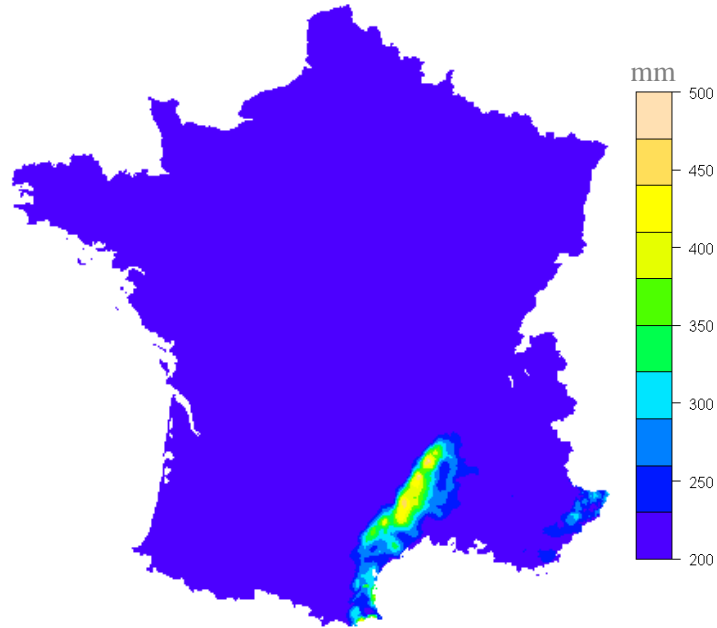


Figure 3-18—Carte de France des valeurs d'A-PJ100

c. Le transfert à l'échelle du pixel

La thèse de Graff (Graff 2004) a porté sur le transfert dans les petits bassins de la taille du kilomètre carré et trois hypothèses ont été retenues :

- **la première hypothèse** : La taille du réservoir de transfert au pixel est fixée à 50 mm en été et 100 mm en hiver. Ces valeurs sont les valeurs moyennes issues de l'optimisation de la taille du réservoir de transfert, B, sur des petits bassins versants.
- **la deuxième hypothèse** : Le modèle fonctionnant en évènementiel, il a été retenu que le taux de remplissage initial dans le réservoir de transfert (R_0/B) est fixé à 30%. Cette valeur est issue de la formulation de la loi de vidange (en puissance 5 équation (48)), qui conduit à une vidange effective à partir d'un taux de 30%.

$$Q_r(t) = \frac{R^5(t)}{4B^4} \quad (48)$$

- **la troisième hypothèse** : On considère qu'au cours de chacun des évènements simulés le débit de base est nul. Or le réservoir de transfert produit initialement un débit égal à 30% de la taille de B soit $0.0006 \cdot B$, qui bien que négligeable pour la valeur de B choisie, est ôté aux débits simulés.

Au final, le modèle hydrologique proposé est simple par rapport à sa version initiale GR3H (Michel 1983) (pas d'hydrogramme unitaire et pas de branche d'écoulement rapide) et tous les paramètres sont imposés au pixel. Toute la variabilité de la méthode repose sur la production, S_0/A , qui devra du coup intégrer les hypothèses faites sur les autres paramètres (taille du réservoir de production, A fixé à PJ100, taille du réservoir B et niveau d'eau initial de B, R_0)

Ces choix sont cependant issus d'études de sensibilité du modèle à ses paramètres, qui montrent que le paramètre de production S_0/A est le paramètre le plus sensible pour la génération des crues à petite échelle, et qu'il ne peut être fixé contrairement aux autres.

3.2.3. Le passage du pixel à l'exutoire d'un bassin versant

Au pixel, nous disposons d'une information débitométrique multi-durée-fréquence que nous devons « sommer » pour déterminer les débits aux exutoires d'un bassin. Or « le débit $Q(T)$ de période de retour T à l'exutoire d'un bassin versant ne résulte pas de l'occurrence simultanée des débits $q(t)$ de période de retour T sur l'ensemble des pixels consécutifs du bassin » (Fouchier 2010). Cette règle « d'agrégation » des quantiles de débit doit tenir compte à la fois de l'abattement spatial des pluies sur le bassin versant et sur le transfert des débits dans le réseau de drainage.

La règle d'agglomération des quantiles de débit repose sur 4 postulats :

- **le premier postulat** est que la fonction d'abattement des quantiles de débit dépend uniquement de la superficie des bassins (S).
- **le deuxième postulat** est que pour toute durée (d) supérieure ou égale à 24 heures, on a le même abattement : on prend la même formulation pour la durée 24 heures et 72 heures. Ce point est vérifié sur les observations comme le montre la Figure 3-19.

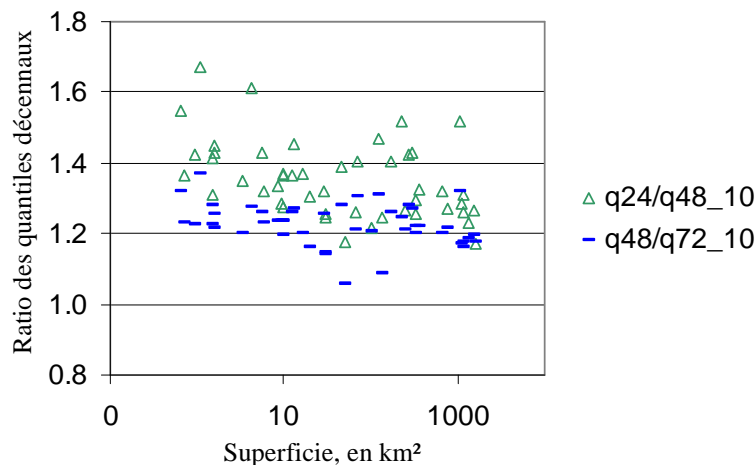


Figure 3-19—Évolution des ratios q_{24}/q_{48} et q_{48}/q_{72} des quantiles décennaux en fonction de la superficie des bassins versants.

Les quantiles de débit utilisés dans ces graphiques Figure 3-19 et Figure 3-20 sont issus d'ajustements statistiques locaux effectués sur les chroniques de débit observées de 48 bassins versants français (métropole et DOM) et Suisse (Fouchier 2010).

Sur la Figure 3-19, on observe une relative indépendance des ratios vis-à-vis de la superficie des bassins versants. Ainsi, pour les durées supérieures ou égales à 24 heures, on utilisera la même formulation pour l'abattement.

En fait, l'abattement sur les débits moyens de longue durée peut être considéré comme un abattement sur les volumes des crues, fortement lié à un abattement sur les pluies. En effet, cet abattement sur les volumes correspond au fait que plus le bassin est grand, plus il sera partiellement touché par la pluie.

- **Le troisième postulat** concerne les durées inférieures à 24 heures. On observe une décroissance du rapport Q_{pointe}/Q_d avec la superficie. Ce rapport est borné par 1 pour une superficie infinie. Ce résultat est constaté sur 48 bassins versants d'origine très variée (cf. Figure 3-20) pour la durée $d=1h$.

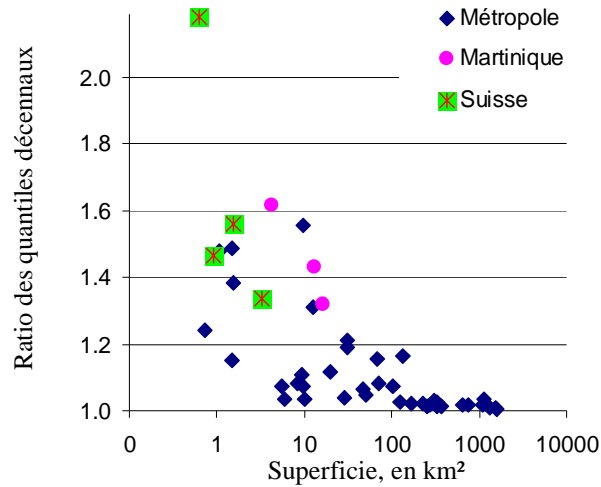


Figure 3-20—Évolution du ratio des quantiles décennaux des débits de pointes sur les lames d'eau 1h fonction de la superficie pour 48 bassins versants.

- **Le quatrième postulat** porte sur l'abattement des débits en fonction de l'occurrence des évènements. On admet un même abattement quelle que soit l'occurrence des évènements : c.à.d. pour une surface S et pour l'ensemble des périodes de retour comprises entre 2 ans et 1000 ans, on a le même abattement⁹.

A partir de ces postulats, une formulation de la fonction d'abattement a été proposée et ses paramètres ont été calés sur des données hydrométriques du quart Sud-Est de la France, pour des bassins d'une superficie inférieure à 2000 km². Cette fonction d'abattement s'écrit de la manière suivante :

$$\text{Pour } d \geq 24 \text{ heures } Q(d, T) = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n} S^{1-\beta(1-\frac{1}{\sqrt{S}})} \quad (49)$$

$$\text{Pour } d < 24 \text{ heures } Q(d, T) = Q(d = 24h, T) + \left[\sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n} - \sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d = 24h, T)}{n} \right] S^{1-\alpha(1-\frac{1}{\sqrt{S}})} \quad (50)$$

Avec :

- n le nombre de pixel contenu dans le bassin versant
- S : surface du bassin versant, $\alpha=0,29$ et $\beta=0,04$
- $Q(d,T)$: débit moyen de durée (d) et de période de retour (T), calculé à l'exutoire du bassin versant par la fonction d'abattement
- $\sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n}$: moyenne des débits des pixels de durée d et de période de retour T , contenus dans le bassin.

Les coefficients α et β ont été optimisés sur un échantillon de 160 bassins versants du Sud-Est (Fouchier 2010). Cette fonction d'abattement est étudiée en détail dans le chapitre 5.

⁹ On remarquera que les formules sur l'abattement des pluies sont parfois fonction de l'occurrence des évènements.

3.2.4. Détermination de la production du bassin versant, S0/A

Le seul paramètre à caler localement sur un bassin versant est donc le paramètre S0/A. Son calage local (pour un bassin) est réalisé par interpolation linéaire de 9 distributions de débit (correspondant à 9 valeurs de S0/A : 0, 0.125, 0.250, 0.375, 0.5, 0.625, 0.75, 0.825, 1), calculées à l'exutoire du bassin versant, après application de la fonction d'abattement des quantiles de débit. Dans ce cas, on fait l'hypothèse que ce paramètre de production est moyen pour le bassin versant et ne présente pas de variabilité spatiale. Cette variabilité sera alors introduite lors de la régionalisation du paramètre. Pour un bassin, lorsque S0/A=0 cela signifie que le bassin a un état hydrique très sec au début de chaque événement pluvieux. Quand S0/A=1 le bassin est considéré comme saturé au début de chaque événement pluvieux. Ce paragraphe présente la procédure nécessaire pour déterminer la valeur optimale de la production, S0/A, pour un bassin versant.

Pour un bassin, la valeur de la production, S0/A, est unique ce qui signifie que l'état hydrique est identique sur l'ensemble des pixels contenus dans le bassin. Cependant, comme on travaille par saison (été et hiver), on distingue de cette façon deux états hydriques. S0/A est plus important l'hiver que l'été ce qui permet de prendre en compte une variabilité saisonnière de l'état hydrique.

La détermination de la production (S0/A) est réalisée par un critère d'écart relatif minimum entre les quantiles « observés » et « simulés » (équation (51)). On s'intéresse aux quantiles de débit pour les durées journalières et instantanées et pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans, soit 6 valeurs pour l'été et pour l'hiver. Les quantiles dits « observés » car associés à des fréquences courantes, sont issus d'un ajustement de loi statistique (GEV-bornée) sur les observations, dont le paramètre de forme est contraint à ne pas dépasser 0,4 (Organde 2009b). On montre dans le chapitre 6, l'avantage de travailler avec la loi GEV bornée (paragraphe 6.3.9.c).

$$E = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^{i=6} \frac{|Q_{\text{observé}_i} - Q_{\text{shyreg}_i}|}{Q_{\text{observé}_i}} \quad (51)$$

Pour chacune des distributions on estime un critère d'écart relatif entre les quantiles « observés » et Shyreg (voir Figure 3-21).

Les Figure 3-21 et Figure 3-22 montrent respectivement les distributions de débit de pointe et journalier pour le bassin versant de la Loup à Villeneuve-Loubet pour les 9 valeurs de productions de production (S0/A).

La distribution pour la production S0/A=0.5 se rapproche au mieux des quantiles « observés » (triangles noirs). Le critère d'écart est le plus faible (E=14%). On attribue aux 28 pixels constituant le bassin, une production de S0/A=0.5.

Dans la plupart des cas rencontrés, les valeurs de S0/A sont comprises entre les 9 valeurs (0, 0.125, 0.250, 0.375, 0.5, 0.625, 0.75, 0.825, 1). Si on choisit une valeur de S0/A=0.55, on réalisera une interpolation linéaire entre les 2 distributions, S0/A=0.5 et S0/A=0.625. Cette façon de procéder est imposée par le temps de calcul relativement long associé à la simulation des hyétogrammes.

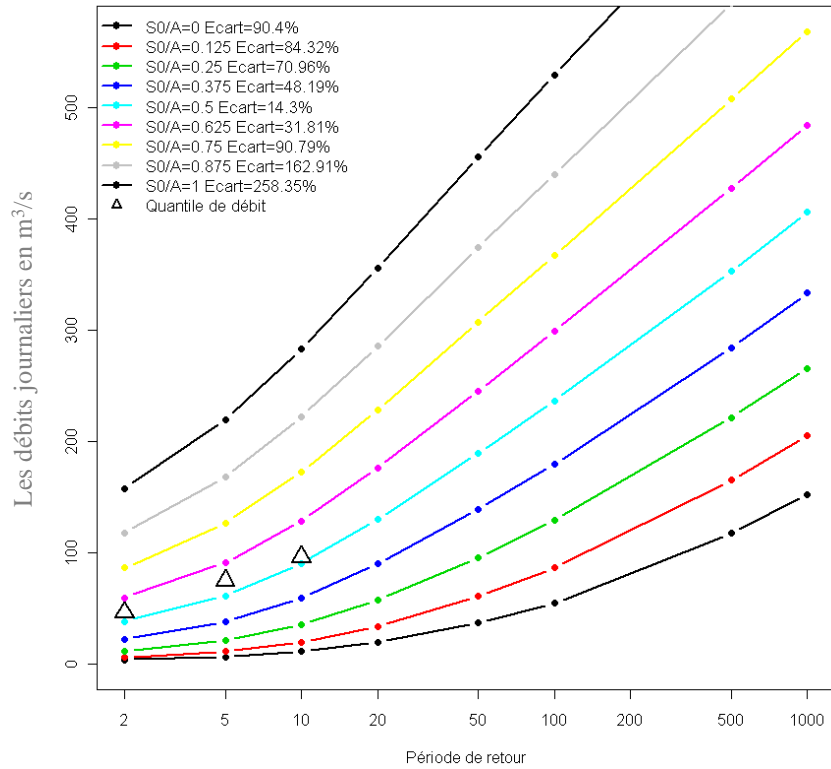


Figure 3-21—Exemple de distributions de fréquence de débit avec la méthode Shyreg pour différentes valeurs de production, S_0/A , pour les débits journaliers, pour la Loup à Villeneuve-Loubet (code hydro=Y5615030, $S=279 \text{ km}^2$)

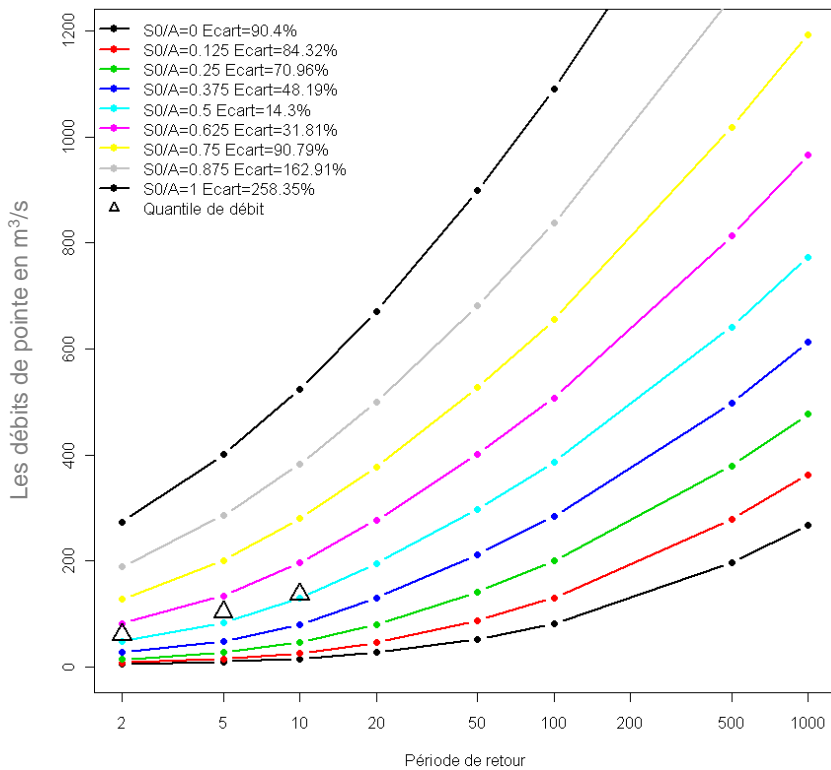


Figure 3-22—Exemple distributions de fréquence de débit avec la méthode Shyreg pour différentes valeurs de production, S_0/A , pour les débits de pointe, pour la Loup à Villeneuve-Loubet (code hydro=Y5615030, $S=279 \text{ km}^2$)

3.2.5. Régionalisation de S0/A

On désire disposer des quantiles de débit en tout point du réseau hydrographique français. Pour cela, on doit régionaliser le paramètre de production, S0/A. Dans ce paragraphe, on montre les différentes étapes de régionalisation de la production, S0/A, réalisées lors d'une première étude (Organde 2009b). Dans cette étude, un échantillon de 1290 bassins versants a été utilisé (Organde 2009b)(chapitre 4 paragraphe 4.1.3).

La présentation suivante montre les étapes de régionalisation qui sont reprises dans différentes parties de ce mémoire à chaque fois que l'on parlera de régionalisation.

Les stations ont été sélectionnées sur plusieurs critères (bonne qualité de la courbe de tarage en hautes eaux, écart faible entre les superficies cartographiées sur SIG et fournies par la banque hydro, bassins au comportement hydrologique non spécifique).

Sur chacun des bassins, une loi GEV bornée¹⁰ est ajustée sur les débits de pointe et journaliers observés pour déterminer les quantiles de période de retour 2, 5 et 10 ans.

On constitue en premier un échantillon de bassins servant au calage de la méthode (2/3 de l'effectif choisis au hasard) et un autre à la validation (1/3 de l'effectif).

La régionalisation de la production, S0/A est réalisée en quatre étapes :

- on cale la méthode localement sur les 1290 bassins pour déterminer la valeur de la production (S0/A) que l'on nomme **S0/A_local**
- la seconde étape vise à établir des régressions linéaires multiples qui relient le paramètre **S0/A_local** à des variables explicatives connues sur l'ensemble du territoire au km². On obtient une valeur de S0/A notée, **S0/A_reg, partie de la variable expliquée par la régression.**
- la troisième étape de la régionalisation s'appuie sur l'hydrogéologie. Pour cela, différentes classes hydrogéologiques se voient affecter d'un coefficient corrigeant les valeurs du paramètre (S0/A) obtenues par régression linéaire multiple (**S0/A_reg**). La carte corrigée par l'hydrogéologie se nomme **S0/A_reg_hg**.
- la dernière étape calcule des grilles de résidus, entre **S0/A_local** et **S0/A_reg_hg** qui sont interpolées et lissées, puis sont ajoutées à celles préalablement obtenues par les variables explicatives corrigées par l'hydrogéologie, **S0/A_régionalisé**.

¹⁰ On limite le paramètre de forme ξ de la loi GEV (Chapitre 6 paragraphe paragraphe 6.3.9.c) entre 0 et 0.4.

Dans le cas des bassins emboîtés, un pixel peut être associé à deux valeurs de $S0/A$ différentes (Figure 3-23 à gauche). Il se pose alors le problème du choix de la valeur de $S0/A$ pour ces pixels lorsqu'on veut régionaliser cette variable. Différentes méthodes¹¹ ont été testées et on retient la méthode dite « $S0/A_{sup}$ » que l'on décrit ci-dessous (Figure 3-23) :

- on classe les bassins par superficie croissante (c.à.d: $S_1 < S_2$)
- on impose aux bassins emboîtés la valeur de $S0/A_{local}$ des pixels du plus petit bassin (c.à.d: les 50 pixels du bassin 1 sont imposés à $S0/A=0.8$)
- les pixels restant du bassin situé en aval gardent leurs valeurs de $S0/A_{local}$ (les 50 pixels restant du bassin 2 sont imposés à $S0/A_{local}=0.6$)
- au final, les valeurs de $S0/A_{sup}$ diffèrent des valeurs de $S0/A_{local}$ pour les bassins situés en aval (c.à.d: la valeur de $S0/A_{sup}$ (bassin 2) = $0.7 = \frac{50 \cdot 0.6 + 50 \cdot 0.8}{100}$, on prend pour le bassin 2 $S0/A_{sup}$ (bassin 2)=0.7 au lieu de $S0/A_{local}$ (bassin 2)=0.6)

Pour toutes les régionalisations qui seront effectuées au cours de ce mémoire, on adoptera cette procédure.

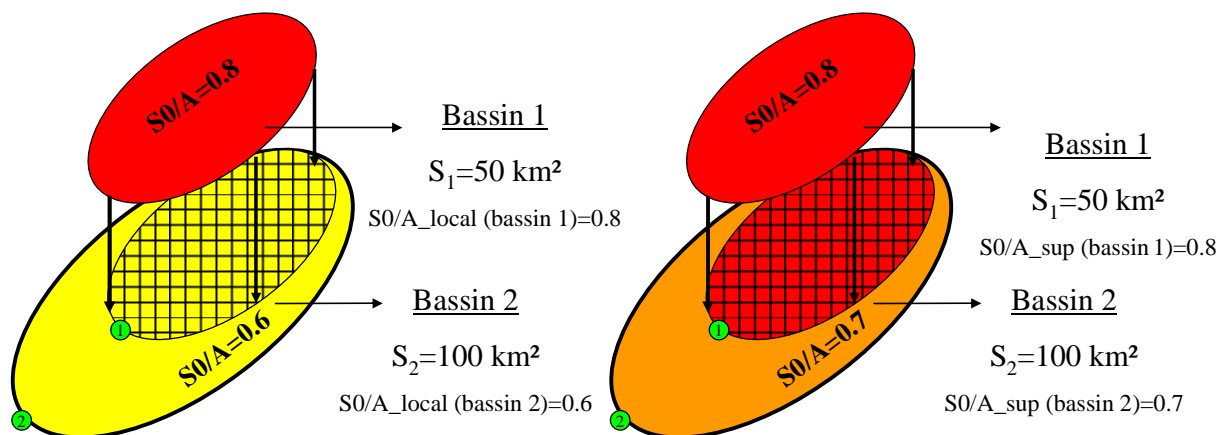


Figure 3-23–Principe de $S0/A_{sup}$ Exemple de bassins emboîtés et détermination de $S0/A_{sup}$

¹¹ Plusieurs méthodes ont été testées pour calculer $S0/A$ lorsque plusieurs bassins sont emboîtés.

- $S0/A$ du plus petit bassin, $S0/A_{sup}$
- $S0/A$ moyen (moyenne des paramètres des bassins contenant le pixel)
- $S0/A$ moyen pondéré plus fortement par les petits bassins
- $S0/A$ moyen pondéré par la superficie des bassins

a. Calage local, restitution des débits observés

On détermine pour chacun des 1290 bassins, la valeur optimale de la production S0/A, pour l'hiver et l'été. Les distributions de fréquence des valeurs obtenues pour S0/A_local sont représentées sur la Figure 3-24.

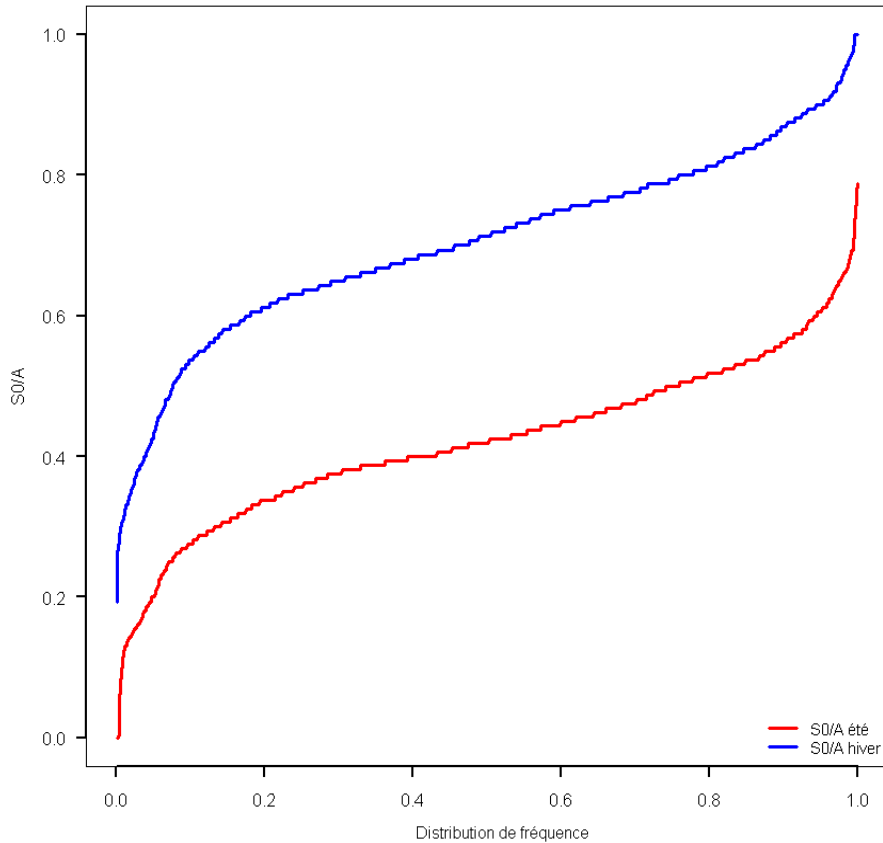


Figure 3-24—Distribution de fréquence des S0/A_locaux, été et hiver pour les 1290 bassins versants

On s'aperçoit qu'en moyenne l'état hydrique est plus fort en hiver qu'en été. En calant la méthode par saison, on prend en compte une partie de la variabilité saisonnière de l'aléa hydrique.

On compare les quantiles Shyreg avec les quantiles « observés » dans le Tableau 11 pour chaque période de retour et pour chaque durée.

Tableau 11—Critères de Nash pour les 1290 bassins entre les quantiles de débit de pointe et les quantiles de débit journaliers pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans Shyreg et « observés ».

Période de retour	Débit journalier		Débit de pointe	
	Hiver	Été	Hiver	Été
T=2 ans	98.00%	97.97%	98.00%	95.80%
T=5 ans	98.30%	98.10%	99.60%	98.80%
T=10 ans	96.70%	95.60%	98.80%	97.60%

Les résultats sont très bons car pour l'ensemble des durées et des périodes de retour, les critères de Nash sont supérieurs à 95%. Le seul paramètre S0/A, combiné à la pluviométrie locale (pluie SHYREG) et à l'effet de surface (via la fonction d'abattement des débits) permet donc de retrouver les quantiles de crue courants avec de très bonnes performances.

b. Les variables explicatives

Pour appliquer la méthode en site non-jaugé, une régionalisation du paramètre S0/A est nécessaire.

Cette régionalisation s'appuie sur des variables physiographiques, climatiques et hydrologiques qui permettent d'expliquer la variabilité de la production, S0/A. Pour cela, on a recours à 18 variables disponibles à l'échelle du km². Ces cartes sont présentées. Pour chaque bassin versant et chaque variable, on en estime une valeur moyenne.

Les caractéristiques climatiques :

- **NE** : traduit l'occurrence des événements de chaque saison été/hiver (Figure 3-11).
- **PJMAX** : traduit l'intensité de la pluviométrie de chaque saison été/hiver (Figure 3-11)
- **DTOT** : traduit la durée des événements pluvieux de chaque saison été/hiver (Figure 3-11).
- **SAJclim** : indice de bilan hydrique (niveau moyen du réservoir de production du modèle GR3J, par saison et annuel) (Figure 3-25)
- **ETPan** : valeur annuelle moyenne d'évapotranspiration potentielle (mm) (Figure 3-25) issue des données SAFRAN (Météo-France)
- **PJan** : valeur annuelle moyenne de pluie journalière (mm) (Figure 3-26) issue des données SAFRAN (Météo-France)
- **NEJan** : valeur annuelle moyenne de précipitation neigeuse (mm) (Figure 3-26) issue des données SAFRAN (Météo-France)

Les caractéristiques physiographiques :

Pour le réseau de drainage, on dispose d'une information à la maille de « 100x100 m ». A l'échelle de cette maille, on code la présence du réseau hydrographique (issu de la BD Carthage®) par la valeur 1 et son absence par la valeur 0. Deux cartes de réseaux de drainage en sont déduites.

- **cumul_reseau** : dans un pixel de 1km², on somme les valeurs des pixels « 100mx100m » (somme de valeurs nulles pour les pixels « non drainés » et de 1 pour les pixels « drainés »). (Figure 3-26)
- **binnaire_reseau** : le pixel 1kmx1km prend la valeur 1 si au moins un des pixels « 100m*100m » contenus est à 1 et 0 si tous les pixels « 100mx100m » contenus sont à 0 (Figure 3-26).
- **altitude** : altitude

Les caractéristiques hydrologiques:

- **XV2** : paramètre régionalisé de la fonction transfert du modèle GR2M (chapitre 6 paragraphe 6.2.2.c)

On dispose de plusieurs variables explicatives qui permettront d'expliquer au mieux la variabilité de S0/A, dont les répartitions spatiales sont présentées sur les cartes de les Figure 3-25 Figure 3-26.

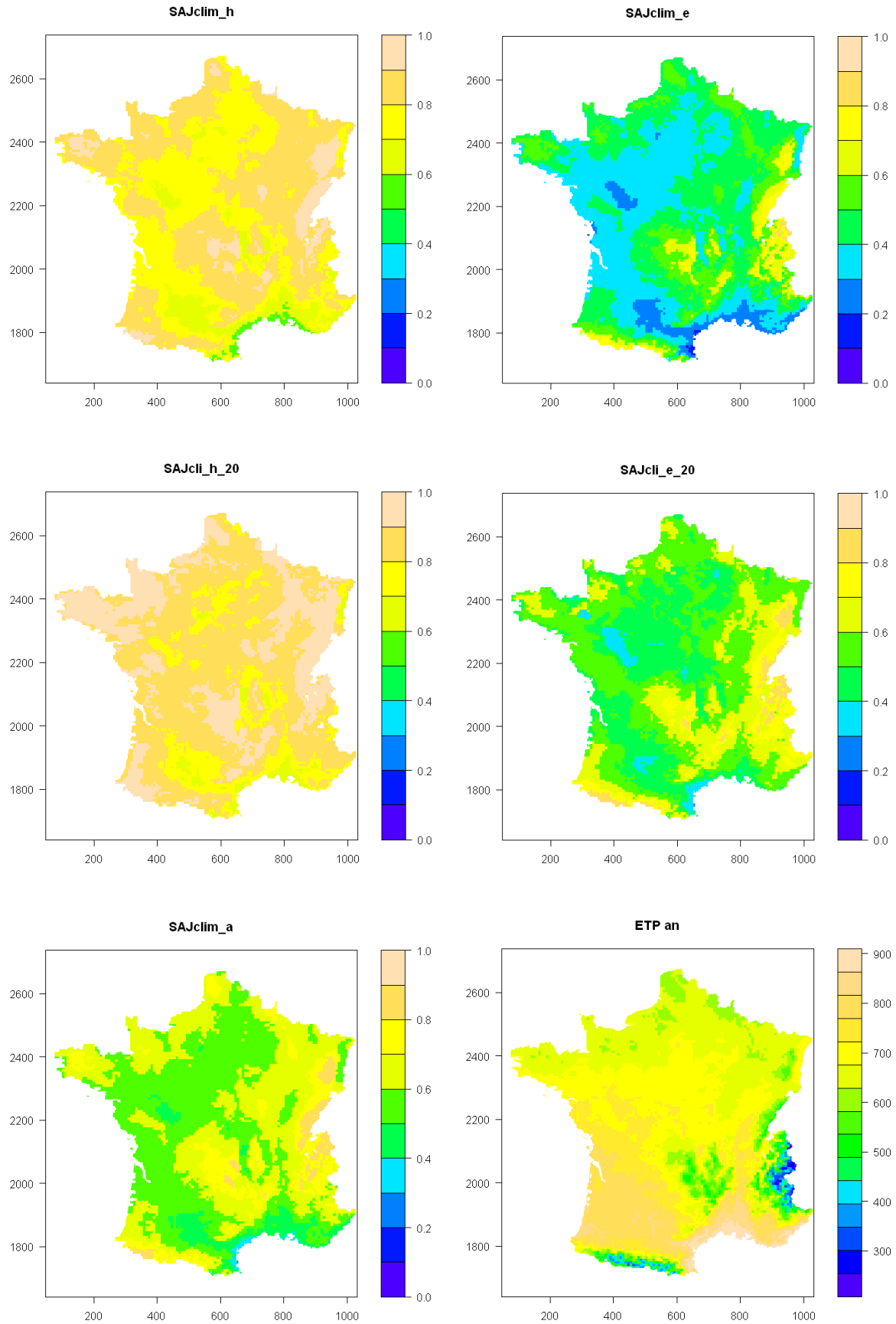


Figure 3-25—Carte de France de variables explicatives servant pour la régionalisation de la méthode

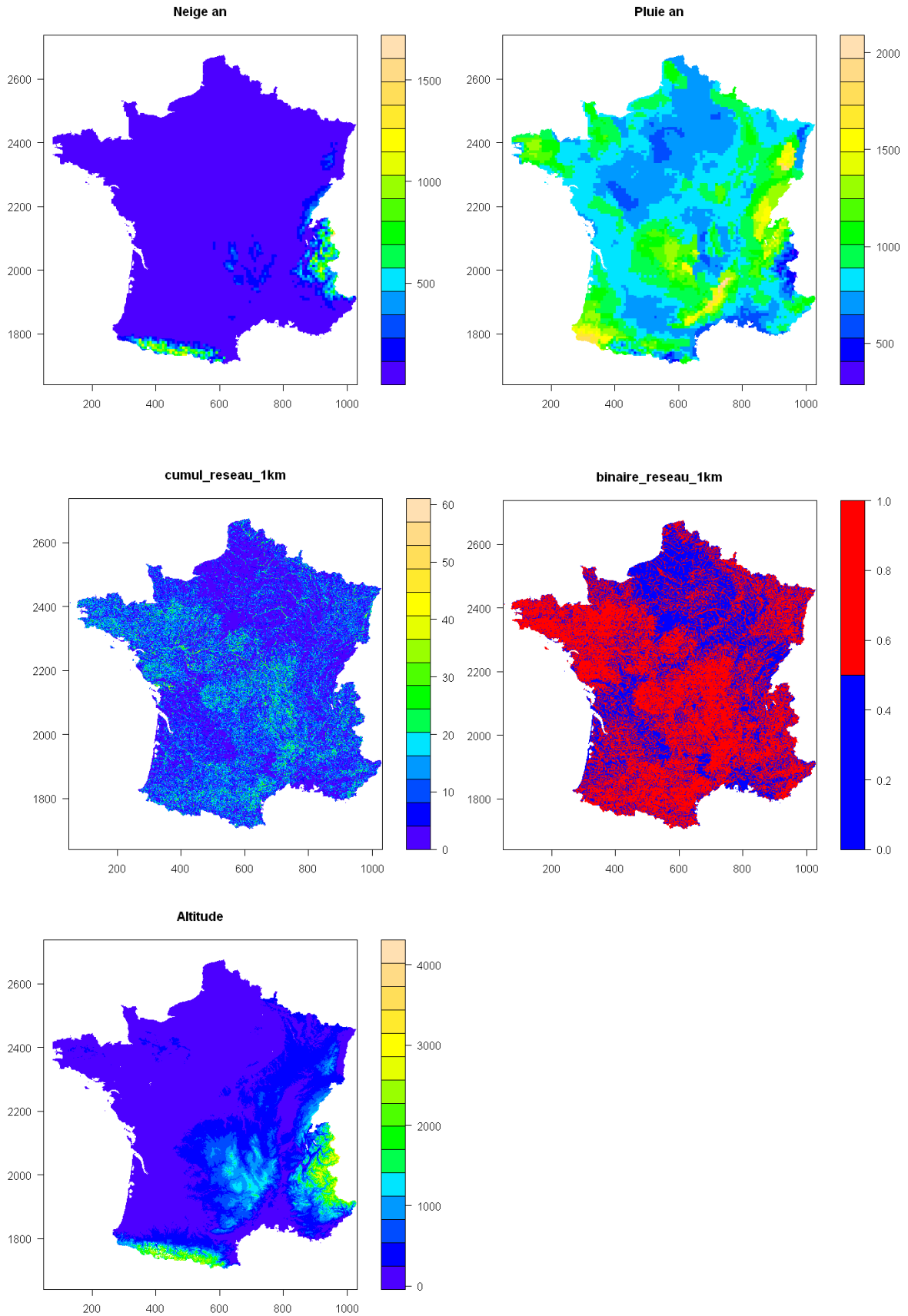


Figure 3-26—Carte de France de variables explicatives servant pour la régionalisation de la méthode

c. Les régressions des variables explicatives

Sur chacun des bassins et pour chaque saison, on a déterminé les valeurs locales du paramètre S0/A (S0/A_local_hiver et S0/A_local_été) pour que les quantiles Shyreg soient au plus proche des quantiles « observés ». On propose de relier ces paramètres S0/A_local à 18 caractéristiques moyennes pluviométriques, climatiques ou physiques, descriptives du bassin versant. Cette information est disponible à l'échelle du kilomètre carré. Des régressions linéaires sont réalisées entre le paramètre S0/A_local et les 18 variables explicatives. On teste toutes les combinaisons linéaires possibles à 2 et 3 variables.

Au-delà de 3 variables explicatives, les résultats ne sont pas améliorés (Organde 2009b). Les études ont montré aussi qu'il était difficile d'expliquer la variabilité de S0/A_local_hiver. Ainsi, on régionalisera en premier S0/A_local_été pour arriver à une carte S0/A_régional_été puis on se servira de cette 19^{ème} variable explicative pour expliquer la variable S0/A_local_hiver. Le Tableau 12 présente les meilleures corrélations.

Tableau 12–Les résultats des différentes régressions linéaires multiples entre S0/A_été et les variables explicatives

	Variables explicative S0/A été	R ²
1 variable	XV2	0.32
	NE_h	0.27
	SAJclim_e	0.27
	SAJcli_e	0.27
	Pluie an	0.27
2 variables	SAJclim_e & XV2	0.49
	SAJcli_e & XV2	0.49
	SAJclim_a & XV2	0.48
	NE_h & XV2	0.45
	Pluie an & XV2	0.45
3 variables	DTOT_e & SAJclim_e & XV2	0.51
	PJMAX_h & SAJclim_a & XV2	0.5
	PJMAX_h & SAJclim_e & XV2	0.5
	PJMAX_e & SAJclim_e & XV2	0.5
	DTOT_h & SAJclim_e & XV2	0.5

Avec 3 variables, on explique près de 50% de la variabilité de S0/A_local_été. La variable XV2 permet d'expliquer au mieux la variabilité de S0/A. On réalise une première carte de S0/A_reg_été à l'aide des régressions des 3 variables (DTOT_e, SAJclim_e, XV2). Puis on estime pour chacun des 1290 bassins versants la valeur moyenne de S0/A_reg_été. On compare alors la valeur locale S0/A_local_été avec celle issue de la carte des régressions S0/A_reg_ete Figure 3-27.

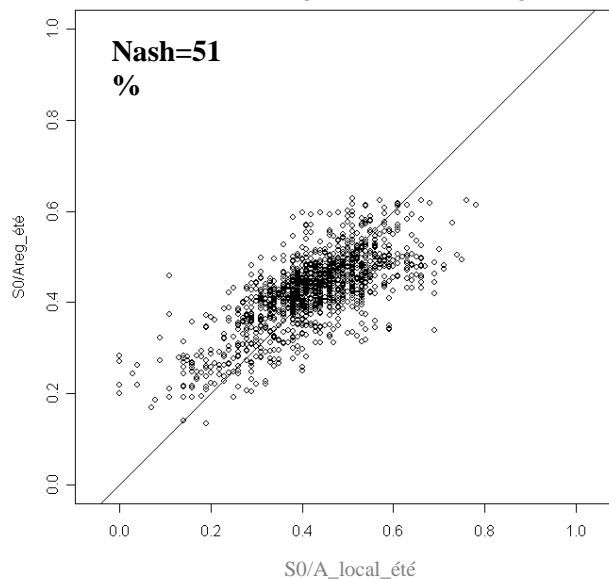


Figure 3-27–Comparaison du S0/A_reg_été obtenu par régression au S0/A_local_été. On estime le critère de Nash (Nash=51%) entre les 860 valeurs de S0/A_reg_été et S0/A_local_été.

Le critère de Nash estimé entre les 860 valeurs $S0/A_{reg_été}$ et $S0/A_{local_été}$ est de 51 %.

d. L'apport de l'hydrogéologie

A partir de la carte de $S0/A_{reg}$ (carte issue de la régression linéaire avec 3 variables explicatives), on souhaite se servir de l'hydrogéologie pour se rapprocher des valeurs $S0/A_{local}$. Pour cela, on présente la carte de France d'hydrogéologie découpée en 18 classes d'aquifères (Moulard 2010) (cf. Figure 3-28).

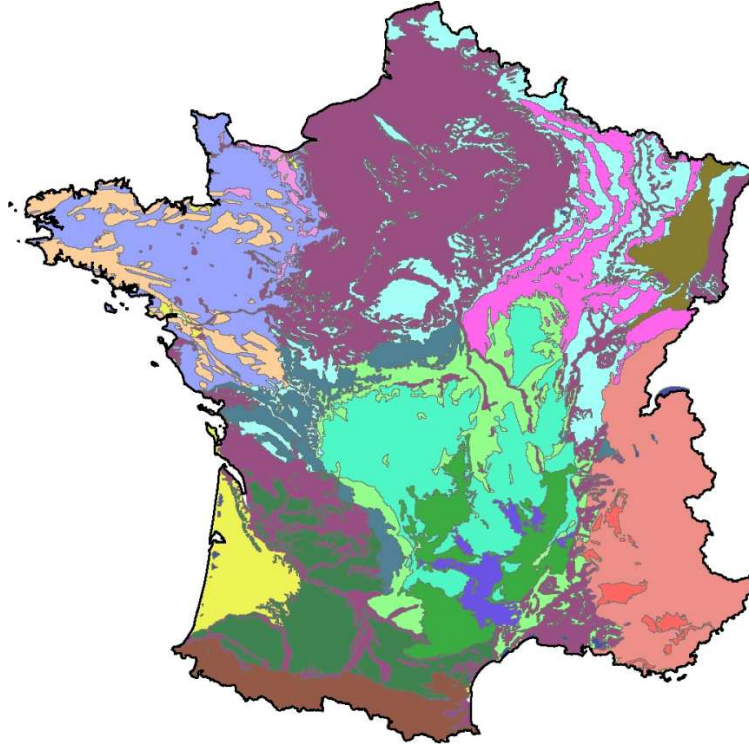


Figure 3-28—Cartographie des 18 éléments de la classification hydrogéologique

Aquifères Karstique		Aquifères de couverture	
4	Bassin Aquitain	3	Massif Central
11	Massif Central	6	Bassin Parisien
12	Provence	7	Bassin Aquitain
14	Vosges	15	Massif Armoricaïn
18	Bassin Parisien		
Aquifères de Socle		Aquifères de grande plaine	
1	Massif Central	5	
16	Massif Armoricaïn		
Aquifères Perchés		Aquifères de zone côtières	
2	Massif Central	8	
9	Pyrénées		
10	Alpes		
13	Vosges		
		Plan d'eau	
		17	

Figure 3-29-Légende de la carte hydrogéologique

Cette classification tient compte de la carte hydrogéologique de la France réalisée par le BRGM¹² (Margat, 1978), de la réaction hydrologique des bassins et de la localisation géographique.

¹² BRGM : Bureau de Recherche Géologiques et Ministères

Les valeurs obtenues par régression linéaire multiple ($S0/A_{reg_été}$) sont corrigées par l'hydrogéologie. Un coefficient correcteur est appliqué à chaque classe d'hydrogéologie. Le coefficient correcteur est déterminé de façon à optimiser les critères de Nash calculé entre $S0/A_{local}$ et $S0/A_{reg}$.

Le calcul est le suivant :

$$S0/A_{reg_hg} = S0/A_{reg} \sum_{i=1}^{18} \gamma_i \cdot \alpha_i \quad (52)$$

Avec

- α_i : taux d'occupation de la surface du bassin versant par la classe hydrogéologique n°i,
- γ_i : coefficient pondérateur de la classe hydrogéologique n°i.

Le coefficient correcteur est déterminé de façon à obtenir le meilleur critère de Nash entre les valeurs optimales ($S0/A_{local}$) des paramètres et les valeurs corrigées par l'hydrogéologie ($S0/A_{reg_hg}$).

On estime le critère de Nash entre $S0/A_{local_été}$ et $S0/A_{reg_hg}$ Figure 3-30 pour les 860 bassins versants.

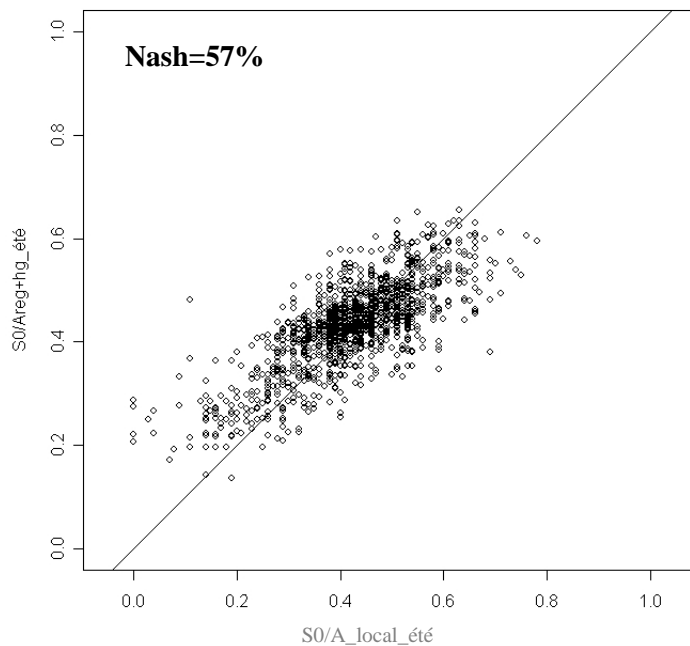


Figure 3-30—Comparaison du $S0/A_{reg_été}$ obtenu par régression au $S0/A_{local_été}$ pour les 860 bassins. On estime le critère de Nash (Nash=57%) entre les 860 valeurs de $S0/A_{reg_hg_été}$ et $S0/A_{local_été}$.

L'apport de l'hydrogéologie a permis d'améliorer les résultats de la régionalisation du paramètre $S0/A$ car le critère de Nash augmente de 6 points.

e. Interpolation et lissage des résidus

Les résidus ont montré que leurs apports permettent une meilleure restitution de la variabilité de $S0/A$. Pour cela, on calcule les résidus (équation (53)), on les spatialise par une fonction d'interpolation (fonction inverse de la distance au carré) puis on les lisse par une moyenne glissante sur un carré de 15 km par 15 km.

$$\text{Résidu} = S0/A_{\text{local}} - S0/A_{\text{reg_hg}} \quad (53)$$

La Figure 3-31 représente les cartes de France des résidus spatialisés et lissés.

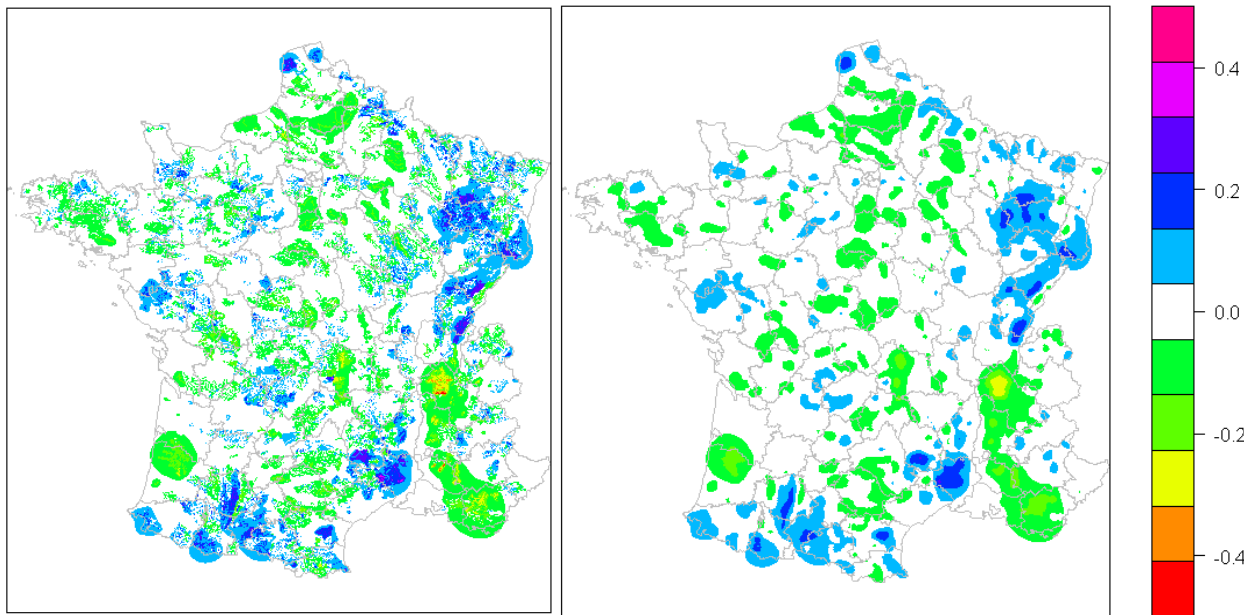


Figure 3-31—Cartographie des résidus (saison été) spatialisés (à gauche) puis lissés (à droite) pour les 860 bassins versants servant au calage de la méthode (Organde 2009a)

Les résidus négatifs (la régression surestime la valeur optimale du paramètre $S0/A_{\text{local}}$) sont observés dans les départements suivants : Ile-de-France, Var, Vaucluse, Drôme, Isère. On observe une tendance à des résidus positifs (sous-estimation du $S0/A_{\text{local}}$ par la régression) dans les départements suivants : Pas-de-Calais, haute Saône, Doubs, Gard, Ariège, Haute-Garonne.

Dès lors, on intègre sur la grille de $S0/A_{\text{reg_hg}}$ la carte des résidus krigés et lissés. Cette carte s'appelle **$S0/A_{\text{régionalisé}}$** .

f. Cartes de $S0/A$

La cartographie régionale de $S0/A_{\text{été}}$ est obtenue en sommant la carte $S0/A_{\text{reg_hg}}$ et la carte des résidus interpolés et lissés Figure 3-32.

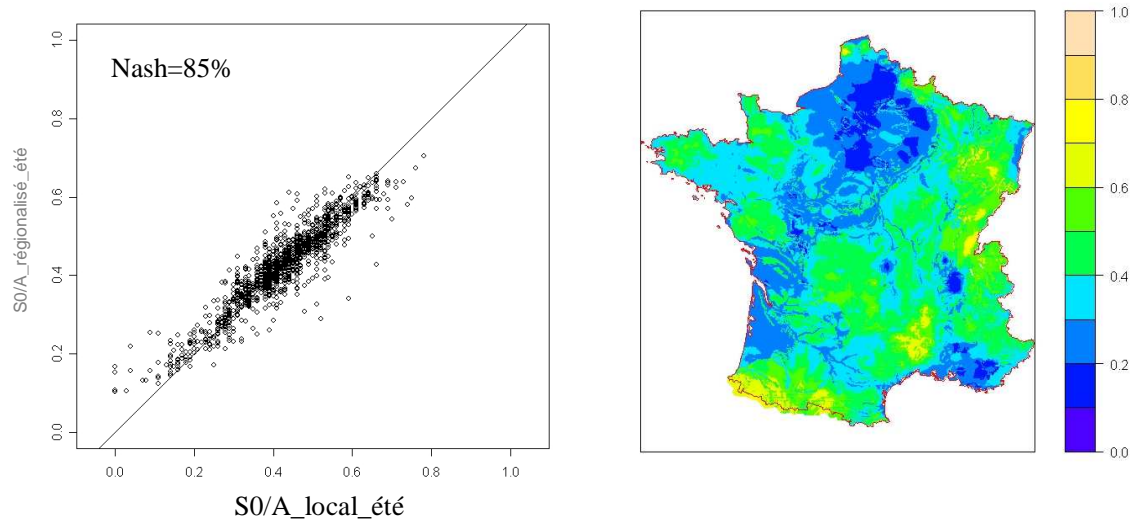


Figure 3-32–Cartographie du paramètre $S0/A$ régionalisé (à gauche) et comparaison des $S0/A$ régionalisé_été aux $S0/A_{local_été}$ sur les 860 bassins versants (à droite) pour la saison été

Le critère de Nash estimé entre $S0/A_{local}$ et $S0/A_{régional}$ est de 85% pour la saison été. Les résidus apportent un gain pour la restitution de $S0/A$ et il est important de contrôler ces cartes avec l'échantillon de validation. Le Tableau 13 présente les résultats des critères de Nash pour les 3 étapes de la régionalisation ($S0/A_{reg}$, $S0/A_{reg_hg}$ et $S0/A_{régionalisé}$) mais avec l'échantillon de validation. On réalise 10 fois cette opération de régionalisation en tirant au hasard les postes de l'échantillon de calage (2/3 des postes) et les postes de validation (le 1/3 restant).

Tableau 13–Coefficient de Nash caractérisant la qualité de restitution du paramètre $S0/A$ sur 10 échantillons de validation (430 bassins versants) n'ayant pas servi à le régionaliser (saison été).

échantillon calage/valid ation	$S0/A_{reg}$	$S0/A_{reg_cor}$	$S0/A_{regio}$
	1	37%	42%
2	38%	42%	61%
3	40%	48%	66%
4	38%	43%	57%
5	39%	46%	63%
6	40%	46%	65%
7	38%	45%	62%
8	41%	46%	58%
9	37%	43%	64%
10	42%	46%	68%
Nash médian	39%	46%	63%

L'échantillon de validation (430 bassins versants) montre que la grille des résidus estimée avec les bassins de calage apporte aussi un gain important de l'ordre de 17 points. Ceci peut s'expliquer :
 « La prise en compte des résidus lissés est un moyen de spatialiser la portion de variabilité non expliquée et qui contient les diverses incertitudes liées à la modélisation hydrologique, à la pluviométrie et également les incertitudes sur les quantiles issus des observations : difficultés météorologiques et statistiques (Organde 2009a) »

g. Conclusion de la régionalisation du modèle hydrologique

On réalise cette même méthode pour la régionalisation de S0/A_local_hiver en se servant de la grille régionalisé S0/A_régionalisé_été. Disposant de grilles de S0/A (été et hiver) en chacun des pixels de la Métropole, on peut mettre en œuvre le générateur de pluie. On obtient alors des quantiles de débit multi-durée (du débit de pointe aux lames comprises entre 1h et 72h)-fréquence (période de retour comprise entre 2 ans et 1000 ans).

La Figure 3-33 représente la carte de France des quantiles de débit de pointe de fréquence centennale.

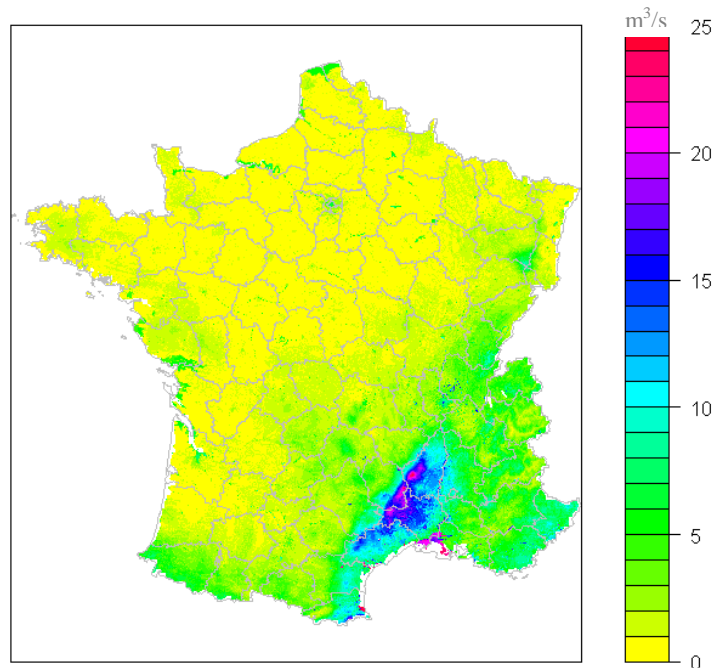


Figure 3-33– Cartographie du débit de pointe centennal Shyreg en $m^3/s/km^2$

Sur la Figure 3-33, l'axe méditerranéen présente en moyenne des valeurs de $5 m^3/s/km^2$ avec des valeurs atteignant les $20 m^3/s/km^2$ sur la région des Cévennes. Maintenant, on compare les quantiles de débit de la méthode Shyreg avec ceux des quantiles « observés » sur les stations qui n'ont pas servi au calage de la méthode.

Tableau 14– Comparaison des quantiles Shyreg et des quantiles « observés » sur des bassins versants de validation (430 bassins versants) – valeur médiane du critère de Nash sur 10 échantillons de bassins versants de validation (Organde 2009a).

Période de retour	Débit journalier		Débit de pointe	
	Hiver	Été	Hiver	Été
T=2 ans	94.00%	92.00%	91.00%	92.00%
T=5 ans	95.00%	94.00%	93.00%	94.00%
T=10 ans	96.00%	93.00%	93.00%	91.00%

On constate que les critères de Nash pour l'ensemble des durées et des périodes de retour sont supérieurs à 90%. La méthode est entièrement régionalisée, pour en arriver à ce point plusieurs hypothèses ont été retenues. Dans le paragraphe suivant, on discute des trois hypothèses qui nous paraissent être problématiques et sur lesquelles une amélioration va être étudiée dans le cadre de ce travail de thèse.

3.2.6. Conclusion et critiques de la méthode

Dans ce paragraphe, on montre que certaines hypothèses retenues dans le modèle pluie-débit entraînent des limites dans la modélisation hydrologique.

- la fonction d'abattement des quantiles de débit
- le problème de l'équifinalité entre A et S0/A
- la non prise en compte d'un débit de base dans la modélisation

Pour chacune des hypothèses, on montre les difficultés d'application sur des cas concrets. Sur les exemples suivants, la méthode est recalée localement, c'est-à-dire que l'on détermine l'unique paramètre de calage : le paramètre S0/A_local du bassin.

a. Problème lié à la fonction d'agglomération des quantiles de débit

La méthode part des quantiles de débit au pixel que l'on doit « sommer » pour déterminer les quantiles à l'exutoire d'un bassin (paragraphe 3.2.3). Dans son développement initial, la méthode Shyreg se limite à des gammes de superficie de bassins ne dépassant pas les 2000 km². Or sur les grands fleuves (Rhône, Loire, Seine etc.) les stations hydrométriques présentent souvent de longues périodes d'observation (jusqu'à plus de 100 années) qui permettraient de conforter la méthode en extrapolation. On montre sur l'exemple du bassin de la Garonne à Tonneins (S=51 500km²) de la Figure 3-34, les résultats des simulations avec la méthode Shyreg.

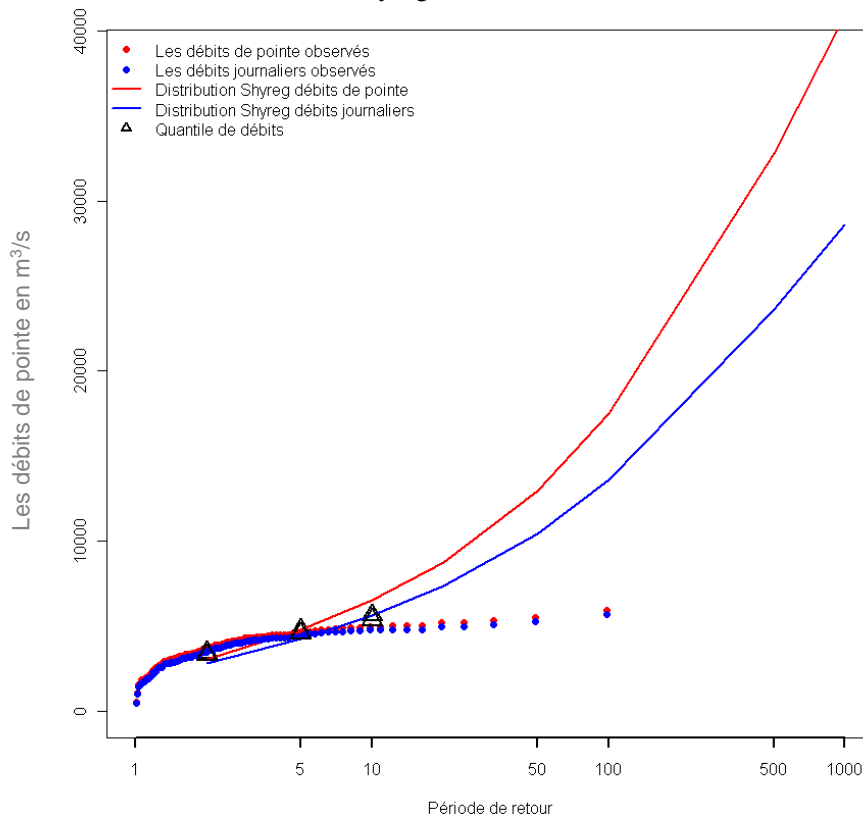


Figure 3-34—Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Garonne à Tonneins (code hydro= O9000010 et S=51500 km²) pour les débits de pointe (points de couleur rouge pour les observations) et les débits journaliers (points de couleur bleu pour les observations). Les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier (T=2, 5 et 10 ans) servant pour le calage de la méthode. Les courbes représentent les distributions de débit Shyreg en bleu pour les débits journaliers et en rouge pour les débits de pointe.

La Figure 3-34 montre deux points importants :

- la fonction d'abattement induit des quantiles de débit trop forts à la fois pour les débits de pointe et pour les débits journaliers, par rapport aux observations
- la fonction d'abattement des quantiles de débit ne montre pas de convergence entre les débits de pointe et les débits journaliers tels que l'on voit sur les observations

Cette fonction nécessite une nouvelle formulation pour être applicable à des bassins de grande superficie (c.à.d. $S > 2000 \text{ km}^2$)

b. Problème de l'équifinalité entre la taille du réservoir de production, A et le niveau d'eau initial dans le réservoir de production, S0/A

Les modèles deviennent de plus en plus complexes, voulant tenir compte en même temps des différents processus hydrologiques (ruissellement, transfert, fonte de la neige, etc.). Ainsi, le nombre de paramètres augmente et vient la difficulté de les optimiser. Plus le nombre de paramètres augmente, plus il est difficile de déterminer le jeu de paramètres idéal. Différentes techniques ont été développées pour montrer les difficultés à déterminer ce jeu (Gupta and Sorooshian 1985; Kuczera 1983; Kuczera 1990; Sorooshian and Dracup 1980; Sorooshian et al. 1983). La problématique devient plus complexe lorsque certains paramètres se compensent et permettent les mêmes résultats au calage. Cette problématique porte le nom d'équifinalité (Beven 1996; Beven and Binley 1992; Beven and Freer 2001).

La méthode Shyreg est confrontée à cette problématique au niveau de la modélisation hydrologique et plus particulièrement au niveau de la production. Deux paramètres se compensent : A (taille du réservoir de production) et S0/A (le taux de remplissage initial du réservoir de production). S0/A est un paramètre à optimiser alors que A est fixé dans la modélisation. Or suivant la taille du réservoir A de production que l'on choisit, les comportements peuvent être très différents en extrapolation.

La Figure 3-35 représente les distributions Shyreg pour 7 tailles de réservoir de production (100, 200, 300, 500, 750, 1000, 10000 mm). Pour chaque valeur de A, on cale la méthode c'est à dire que l'on détermine la valeur de S0/A qui permet de s'ajuster au mieux sur les quantiles courants (2, 5, 10 ans). On présente le cas du bassin du Tech à Amélie-les-Bains-Palalda.

Tableau 15–*Les résultats du calage de la méthode Shyreg sur Tech à Amélie-les-Bains-Palalda pour différentes valeurs de A*

A en mm	S0/A	Nash	Qp (1000 ans)	Ecart sur les Qp (1000 ans)
100	0	-107%	2973	44%
200	0.28	90%	2351	14%
300	0.43	95%	2061	0%
500	0.54	94%	1626	-21%
750	0.54	92%	1363	-34%
1000	0.61	91%	1216	-41%
10000	0.66	91%	1216	-41%

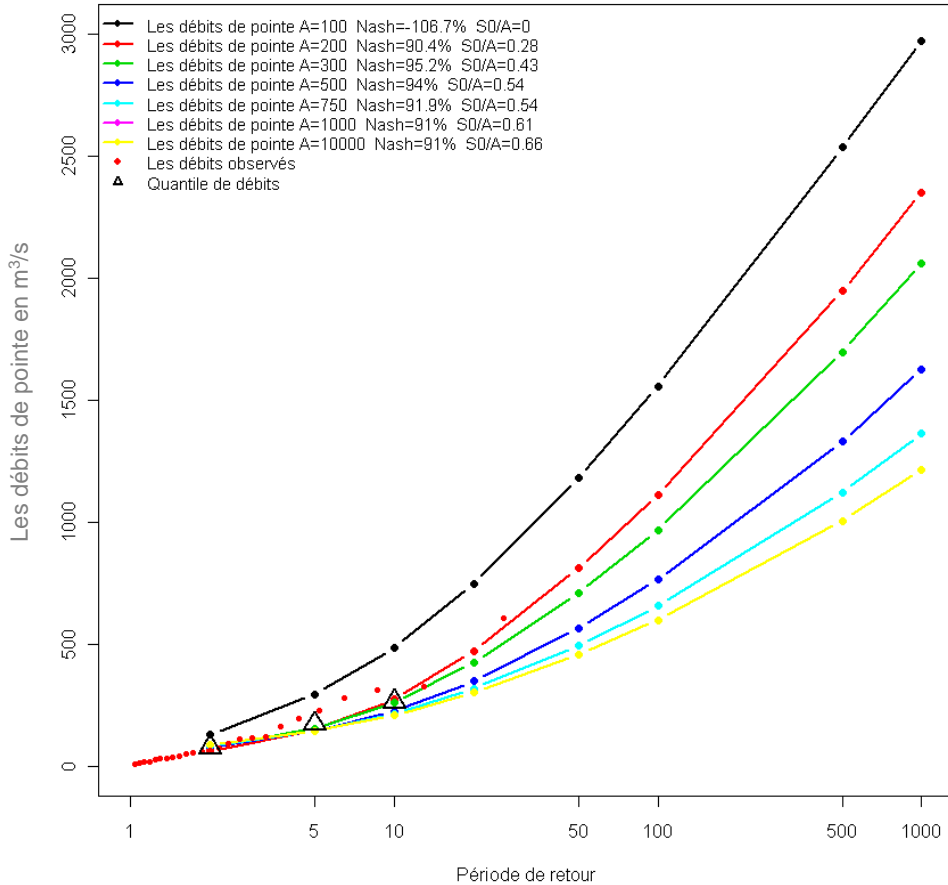


Figure 3-35—Distribution de fréquence de débits de pointe pour différentes tailles du réservoir de production, A (A est compris entre 100 mm et 10 000 mm). Le bassin versant du Tech à Amélie-les-Bains-Palalda (code hydro Y0244040, S=376 km²) avec les points de couleur rouge correspondant aux débits de pointe observés, les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe (T=2, 5 et 10 ans) ajustés avec une loi GEV-bornée.

L'examen du Tableau 15 montre que la taille du réservoir de production (A) augmente avec la production S0/A (pour un A=100 mm, S0/A=0 pour A=10000 mm, S0/A=0.66).

On s'aperçoit que A et S0/A n'ont pas beaucoup d'impact dans la gamme des observations : la plupart des modélisations pour les différentes valeurs de A donnent les mêmes critères de Nash ($\approx 90\%$ hormis pour la valeur de A = 100 mm). Mais suivant l'hypothèse sur A, l'extrapolation des débits est différente. Les écarts atteignent 40% sur les quantiles de débit de pointe à 1000 ans entre A=300 mm et A=10000 mm.

On montre que A et S0/A se compensent et donnent les mêmes résultats en calage sur les observations (ou quantiles courants). Suivant la taille du réservoir de production, A, les distributions de débit divergent en extrapolation (vers les fréquences rares). Il devient difficile de déterminer le couple de valeurs¹³.

13 Pour y répondre en partie Beven et Binlay ont développé une méthode afin de répondre en partie à cette problématique : la méthode GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) Beven, K., and Freer, J. (2001). "Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology." *Journal of Hydrology*, 249(1-4), 11-29..

c. Problème lié à l'influence du débit de base

On rappelle que le transfert est effectué au pixel (paragraphe 3.2.2.c). La taille du réservoir de transfert au pixel est fixée à 50 mm en été et 100 mm en hiver. Ce réservoir est rempli avant chaque évènement à 30% de sa capacité maximale (30% de B). Comme ce réservoir est rempli en début d'évènement, il conduit à un débit initial (certes très faible). Or l'hypothèse retenue a été d'ôter ce débit pour chaque crue générée afin que la crue simulée débute par un débit nul.

Donc, on considère que pour tous les bassins versants, le débit de base avant chaque évènement pluvieux est nul. Cette hypothèse peut être réaliste lorsque l'on travaille sur des bassins méditerranéens, mais elle devient souvent fautive dans d'autres contextes (Nord de la France ou en zone montagnaise).

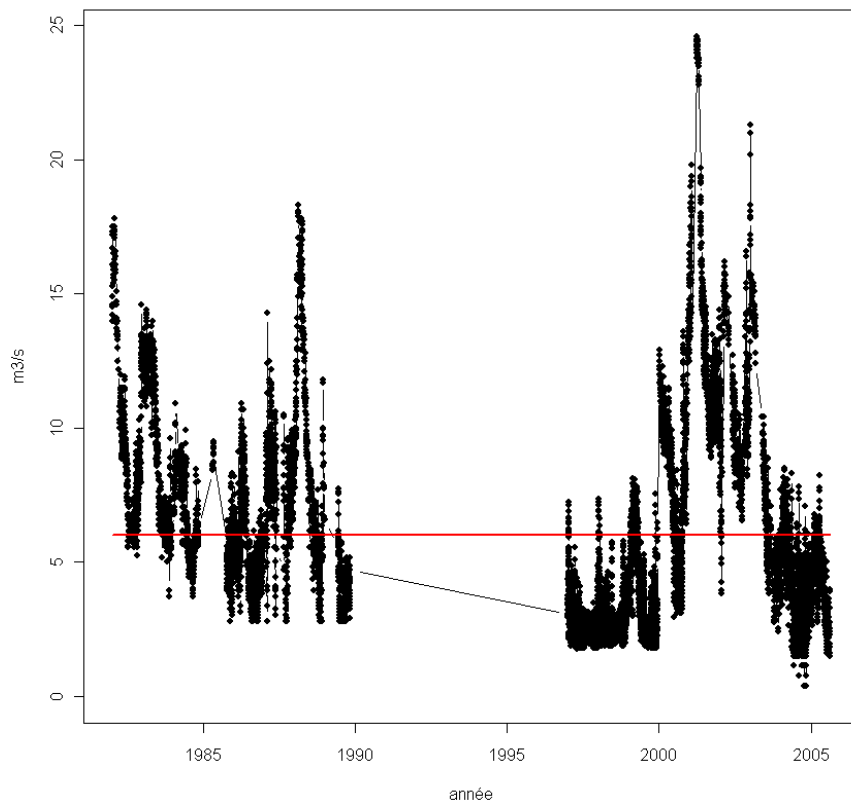


Figure 3-36—Chroniques de débit instantané de la station de la Somme à Péronne (code hydro=E6351410, S=1294km²). La droite en rouge correspond au débit moyen mensuel annuel.

A titre d'exemple, on présente la chronique des débits instantanés de la station de la Somme à Péronne (Figure 3-36). On remarque que les débits redescendent rarement en dessous de 6 m³/s (droite en rouge) durant plusieurs années (2000-2002). Sur la chronique entière, le débit est la plupart du temps au dessus de 3 m³/s. On voit aussi que le débit de pointe maximum est de 25m³/s sur toute la chronique. Le débit de base moyen peut alors être estimé à 3 m³/s : ce qui signifie que ce débit de base représente une part importante du volume de la crue.

La Figure 3-37, représente la distribution de fréquence des quantiles de débit Shyreg.

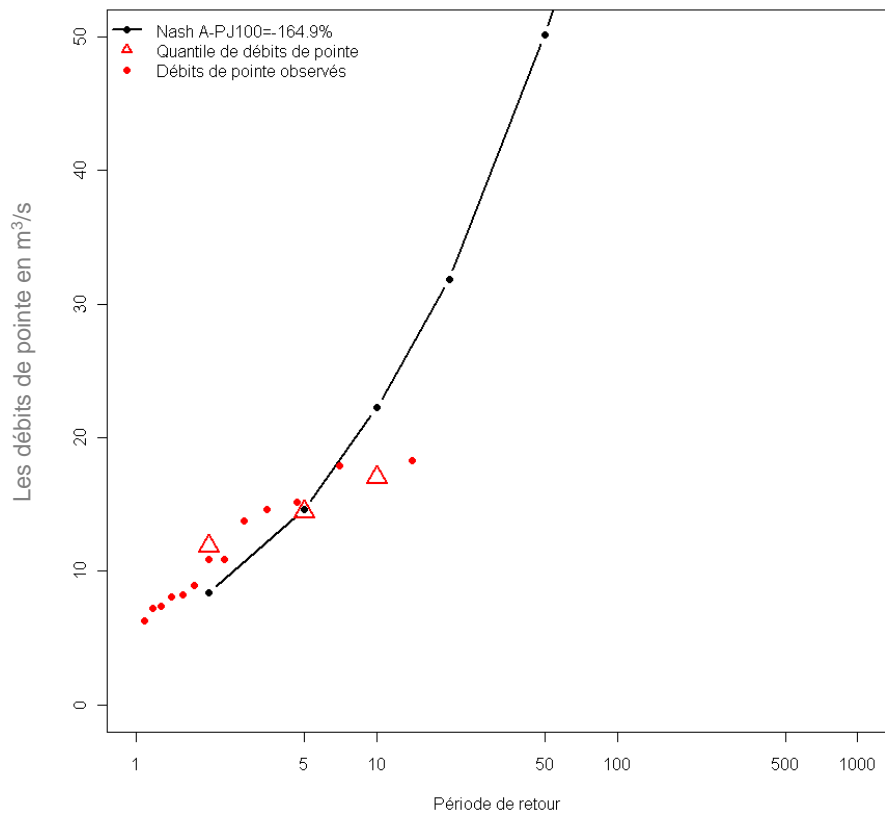


Figure 3-37—Distribution de fréquence des débits pour la saison hiver de la Somme à Péronne (code hydro=E6351410, $S=1294 \text{ km}^2$) pour les débits de pointe (points de couleur rouge). En noir les distributions Shyreg, les triangles correspondant aux quantiles de débit ajustés à une loi GEV bornée sur les observations et les points aux observations.

Sur la Figure 3-37, on a tracé les distributions Shyreg sur ce bassin avec une estimation du critère de Nash entre les quantiles « observés » et les quantiles Shyreg¹⁴. On note que la distribution ne « colle » pas aux corps de la distribution empirique¹⁵. Le critère de Nash est estimé à -165%.

Cet exemple montre bien la difficulté d'application de la méthode pour ce type de bassin où le débit de base représente une part importante du volume de la crue. D'autre part, on ne présente pas les bassins dont le débit de base fluctue de façon importante suivant les saisons (influence de la fonte de la neige).

Ces 3 hypothèses montrent que la méthode présente des difficultés d'application sur certains bassins. Les quantiles Shyreg ne reproduisent pas ceux qui sont « observés » et le problème de l'équifinalité pose la question du choix de l'extrapolation.

Ces trois hypothèses vont donc faire l'objet d'une attention particulière pour proposer des sources d'amélioration de la méthode.

¹⁴ Le critère de Nash calculé sur un bassin versant repose sur 12 quantiles de débit, on appelle le Nash_local : soit 3 quantiles de débit de pointe de période de retour 2, 5 et 10 ans, 3 quantiles de débit journaliers de période de retour 2, 5 et 10 ans et ceci pour les deux saisons été et hiver. Ils sont estimés entre les quantiles Shyreg et les quantiles issus d'une loi GEV (le coefficient de forme de la loi GEV étant contraint à varier entre 0 et 0,4, Chapitre 6 paragraphe paragraphe 6.3.9.c).

¹⁵ Le corps de la distribution empirique correspond aux débits observés classés.

3.3. Conclusion

Après la régionalisation du modèle pluie-débit, la méthode aboutit à des cartes de France de quantiles de débit multi-durée (du débit de pointe aux lames comprises entre 1h et 72h)-fréquence (période de retour comprise entre 2 ans et 1000 ans) à l'échelle du km². L'application de la fonction d'abattement permet l'estimation des quantiles sur n'importe quel bassin du territoire ($S < 2000$ km²).

Cette méthode repose sur plusieurs hypothèses dont 3 qui ne permettent pas de retrouver les quantiles « observés » sur certains bassins versants. Les chapitres qui suivent vont étudier ces hypothèses et proposer des voies d'amélioration.

Le **chapitre 5** porte sur l'étude de la fonction d'abattement des débits et son extension à la fois géographique (sur la France entière) et spatiale (possibilité d'appliquer cette fonction sur une large gamme de bassins).

Le **chapitre 6** porte sur l'étude de l'équifinalité entre les paramètres A et $S0/A$. Dans ce chapitre, on est amené à prendre en compte un débit de base pour améliorer la restitution des quantiles mais aussi pour diminuer le problème de l'équifinalité. Cette étude permettra de retenir différentes hypothèses sur la valeur de A pour consolider le comportement asymptotique du modèle.

Le **chapitre 7** porte sur la régionalisation complète de la méthode en prenant compte l'ensemble des modifications (fonction d'abattement, prise en compte du débit de base et valeur de A). En effet, il est important de juger les modifications précédentes dans le contexte non jaugé ce qui est un des objectifs importants de la méthode.

Dans ces chapitres, on se confrontera à plusieurs jeux de données afin d'évaluer les améliorations à la fois sur les fréquences courantes et sur le comportement du modèle vers les fréquences extrêmes.

Au final, au **chapitre 8**, on réalise une synthèse des différentes hypothèses retenues. Chacune doit répondre à des objectifs différents (méthode locale ou régionale) et à des critères différents (restitution des débits observés sur les fréquences courantes, sur les durées intermédiaires, sur les fréquences extrêmes, sur les critères de justesse et de robustesse, saturation du modèle).

4. Présentation des données

Sommaire

4.1.	Quantiles de débit de fréquences courantes _____	127
4.1.1.	Le choix des stations _____	127
4.1.2.	Quantiles de débit de 1636 bassins versants, pour la restitution des crues, échantillon 1-a 131	
4.1.3.	Quantiles de débit de 1290 bassins, pour la régionalisation, échantillon 1-b _____	132
4.1.4.	Quantiles de débit de 640 bassins, pour l'étude des durées intermédiaires, échantillon 1-c 133	
4.2.	Quantiles de débit pour l'étude des fréquences rares et extrêmes ____	136
4.2.1.	Introduction _____	136
4.2.2.	1190 bassins pour l'étude des critères statistiques, échantillon 2-a _____	137
4.2.3.	460 bassins sur lesquels on applique la méthode du Gradex esthétique, échantillon 2-b 138	
4.2.4.	141 crues de projet, échantillon 2-c _____	147
4.3.	Conclusion _____	149

Dans le chapitre précédent, on a présenté la méthode Shyreg ainsi que ses limites. Ces dernières conduisent à étudier plusieurs aspects et nécessitent donc différents types d'échantillons de bassins pour tester la méthode. On distingue deux points essentiels :

L'étude des fréquences courantes : *on travaille avec un échantillon de bassins dont on estime les quantiles de débit pour les périodes de retour comprises entre 2 ans et 10 ans. L'utilisation de ce groupe de bassins vise à tester la méthode sur sa capacité à reconstituer des quantiles courants. Pour cette étude différents sous-échantillons ont été constitués :*

- un groupe de 1636 bassins afin d'étudier, pour une grande gamme de superficie, la restitution des quantiles courants sur l'ensemble de la France.
- un groupe de 1290 bassins parmi les 1636 qui serviront à la régionalisation de la méthode : ces bassins sont choisis pour ne pas présenter des fonctionnements hydrologiques très spécifiques : on écarte les bassins karstiques et les bassins dits influencés.
- un groupe de 640 bassins parmi les 1290 sur lesquels on déterminera les quantiles de débit avec l'approche QdF convergent-local¹⁶. On dispose de quantiles pour les débits de pointe et les lames comprises entre 1h et 72h. Ils serviront à l'étude des quantiles courants sur les durées intermédiaires (entre la pointe et 72 h).

L'étude des fréquences extrêmes : *cette étude est divisée en deux points : en premier on étudie des critères statistiques pour juger du comportement du modèle vers les extrêmes, et en deuxième on confronte les quantiles extrêmes issus d'autres méthodes avec ceux des quantiles Shyreg. Là encore différents sous-échantillons ont été constitués en fonction des données sur les autres méthodes qu'ils proposent :*

- un groupe de 1190 bassins pour lesquels on dispose des quantiles de débit journalier. On déterminera alors les critères de justesse et de robustesse développés dans le cadre du projet ANR Extraflo¹⁷.
- un groupe de 460 bassins ont fait l'objet d'une étude Gradex. L'objectif est de confronter les quantiles de débit pour les périodes de retour 50, 100, 500 et 1000 ans avec ceux de l'approche Shyreg recalée localement (détermination de la production du bassin versant, S0/A).
- un groupe de 141 bassins qui ont fait l'objet du calcul d'une crue de projet pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques. On comparera ces données avec les quantiles de débit Shyreg régionalisés (après régionalisation du paramètre S0/A).

¹⁶ QdF convergent-local : méthode qui est présentée dans le chapitre 2 paragraphe 2.3.6

¹⁷ <https://extraflo.cemagref.fr>

4.1. Quantiles de débit de fréquences courantes

4.1.1. Le choix des stations

a. Introduction

Le calage de la méthode consiste à déterminer le paramètre (S0/A). Il est réalisé en minimisant le critère d'écart relatif entre les quantiles « observés » et « simulés » (équation (54)). Les quantiles dits « observés » (pour les fréquences courantes), sont issus de l'ajustement d'une loi statistique sur les observations. Les débits journaliers et les débits instantanés pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans, servent pour le calage de la méthode, soit 6 valeurs pour chaque saison, été (juin à fin novembre) et hiver (décembre à mai).

$$E = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^{i=6} \frac{|Q_{\text{observé}_i} - Q_{\text{shyreg}_i}|}{Q_{\text{observé}_i}} \quad (54)$$

Pour le calcul des quantiles « observés », on est amené à sélectionner les stations hydrométriques, et à choisir une loi statistique ainsi que la méthode d'ajustement de ses paramètres :

- **le choix des stations** : cette sélection est réalisée suivant différents critères : la longueur des chroniques, la superficie des bassins et la qualité des données (paragraphe 4.1.1.b).
- **la loi d'ajustement statistique** : cette loi permet de déterminer les quantiles dits « observés » pour les débits de pointe et les débits journaliers, et pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans par saison (paragraphe 4.1.1.c).
- **la méthode d'estimation des paramètres** de la loi statistique : on verra quelle méthode utiliser pour déterminer les paramètres de la loi statistique utilisée (paragraphe 4.1.1.c).

b. Choix des stations

La banque Hydro est une banque de données hydrométriques (hauteur d'eau et débit) observées sur plus de 3788 stations de mesure implantées sur les cours d'eau français. La procédure CRUCAL permet de fournir uniquement les valeurs maximales annuelles des débits de pointe et les débits journaliers de ces stations. Ces deux variables servent à caler la méthode Shyreg (détermination de S0/A_été et S0/A_hiver, paragraphe 3.2.4).

Une étude sur la fiabilité des données hydrométriques a été réalisée et a conduit à la sélection de certaines stations (Organde 2009b), après les étapes suivantes :

1. On retient 1845 stations qui ont au moins 10 années de mesure à la fois sur les débits de pointe et les débits journaliers, et pour les saisons été et hiver (Tableau 16).

Tableau 16–*Nombre de stations hydrométriques en fonction de la superficie des bassins versants et de la longueur des chroniques de débits observés par saison.*

Nombre de stations	S < 2000 km ²	Au moins une série de plus de 10 valeurs	2 séries (<i>Q_p</i> et <i>Q_J</i>) ont plus de 10 valeurs pour au moins 1 saison
3788	toutes les stations CRUCAL		
3353	x		
2023	x	x	
1845	x	x	x

2. Pour chaque station, on dispose d'informations complémentaires : superficie du bassin, coordonnées des exutoires, stations influencées par des ouvrages hydrauliques (barrages, canaux, etc..), et qualité des données en hautes eaux (bonne, douteuse ou mauvaise). **Au final, on ne conserve que les stations dont l'écart entre la superficie estimée sous SIG¹⁸ et la superficie donnée par la banque hydro est peu importante, ainsi que celles qui sont jugées de bonne qualité en hautes eaux.**
3. Pour chaque station, durée (instantanée et journalière) et saison, on estime « visuellement » la bonne adéquation entre les débits observés et la loi ajustée théoriquement (voir paragraphe 4.1.2). **On élimine les stations dont les ajustements statistiques présentent des anomalies par rapport à la distribution empirique.**
4. On teste la cohérence régionale des stations : pour cela, on a recours à l'approche Crupedix (chapitre 7, paragraphe 7.2.3). Avec cette dernière, on estime sur chacun des bassins le quantile de débit de pointe décennal été et hiver, après avoir optimisé les coefficients de la formule Crupedix initiale. On supprime ensuite les bassins pour lesquels le rapport entre les quantiles « observés » et les quantiles « Crupedix » sont supérieurs à 2 et inférieurs à 0,5. On élimine ainsi les bassins ne présentant a priori pas de cohérence régionale soit 25% des bassins.

Les points 2 à 4 conduisent alors à conserver 1493 stations hydrométriques.

¹⁸ SIG : Système d'Information Géographique

Dans ce paragraphe, on a montré les différents critères de sélection des stations. On extrait de ces stations les débits observés sur lesquels on ajuste une loi statistique. Dans le paragraphe suivant, on présente la loi utilisée, ainsi que la technique d'estimation de ses paramètres.

c. Loi statistique utilisée pour le calage de la méthode

La loi statistique utilisée pour estimer les quantiles sur les distributions observées est la loi généralisée des valeurs extrêmes (loi GEV) présentée dans le chapitre 2 paragraphe 2.3. On a choisi de caler les paramètres par la méthode du maximum de vraisemblance présentée dans le chapitre 2 paragraphe 2.3.b. L'ajustement de la loi GEV sur les observations doit refléter au mieux la dynamique du bassin versant. La banque Hydro fournit les quantiles de débit issus d'une loi de Gumbel.

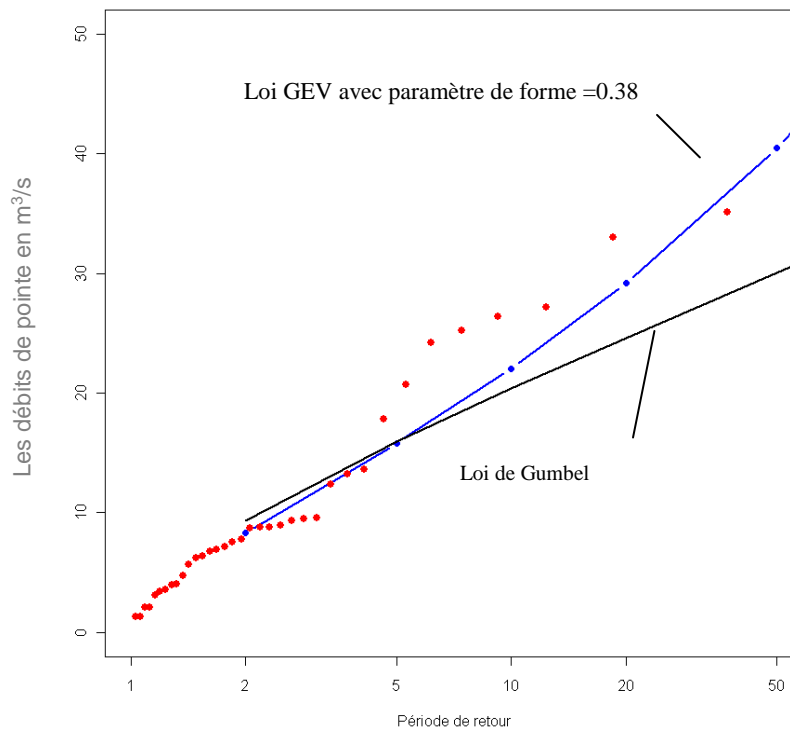


Figure 4-1—Distribution de fréquence des débits de pointe de la station l'Arguenon à Jugon-les-Lacs (code hydro=J1103010, $S=104 \text{ km}^2$). En bleu l'ajustement de loi GEV (3 paramètres) et en noir l'ajustement de loi de Gumbel.

Sur la

Figure 4-1, on s'aperçoit que l'ajustement sur les observations est concordant sur les quantiles de fréquence 2, 5 et 10 ans, mais au-delà, la loi de Gumbel sous estime les quantiles de débit. On s'aperçoit que la loi GEV restitue mieux les quantiles de débit au-delà des fréquences courantes (c.à.d: au-delà de la période de retour 10 ans).

Cependant, s'il est préférable d'utiliser une loi GEV, il devient difficile d'estimer le troisième paramètre : le paramètre de forme ξ . On décide alors de le borner entre 0 (loi de Gumbel) si le paramètre de forme est négatif, et 0,4 si le paramètre de forme est supérieur à 0,4.

Dans ce dernier cas, on fixe le paramètre de forme, ξ , à 0,4 et on optimise les deux autres paramètres de façon à maximiser le critère de Nash entre les débits observés et calculés. On montre dans le chapitre 6 paragraphe 6.3.9.c que la loi GEV bornée présente le meilleur compromis entre une loi GEV (juste mais pas robuste) et une loi de Gumbel (pas juste mais robuste).

d. Sous-échantillonnages

Trois échantillons de bassins serviront pour l'étude des fréquences courantes :

Echantillon 1-a (paragraphe 4.1.2) : A la première sélection de stations présentée au paragraphe précédent (1493 stations), on en rajoute 143 qui ont une superficie supérieure à 2000 km². L'objectif est de pouvoir appliquer la méthode sur les « grands » bassins versants après modification de la fonction d'abattement. Au final, on travaille avec un échantillon de 1636 bassins versants.

Echantillon 1-b (paragraphe 4.1.3) : À partir des 1493 stations retenues initialement, on élimine les stations qui ont un comportement hydrologique « spécifique ». On conserve au final 1290 stations qui serviront pour la régionalisation de paramètres du modèle hydrologique.

Echantillon 1-c (paragraphe 4.1.4) : On extrait de l'échantillon de 1493 bassins, les chroniques au pas de temps variable, procédure QTVAR¹⁹, avec au moins 20 ans de mesures²⁰. Au final on conserve près de 640 bassins qui serviront pour l'étude des durées intermédiaires (entre la pointe et 72h).

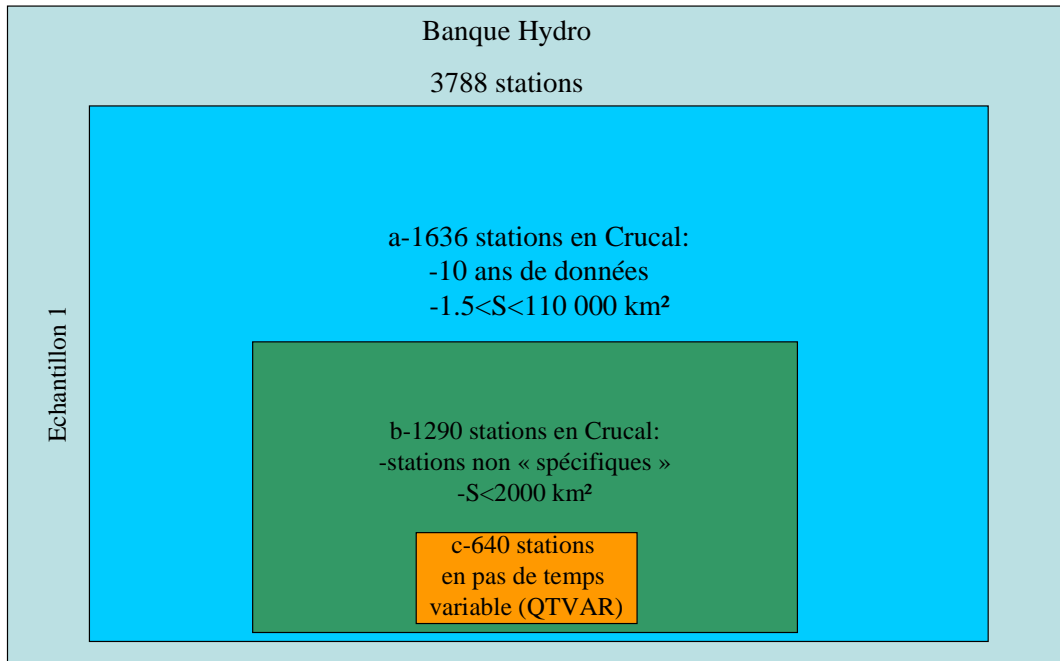


Figure 4-2—Schéma des différents échantillons, échantillon 1, pour l'étude des fréquences courantes

¹⁹ Procédure QTVAR : extraction de données de débit sur des stations de mesures par la banque Hydro au pas de temps variable. Cette donnée présente l'avantage de pouvoir travailler sur plusieurs durées (débit de pointe et lame comprise entre 1h et 72h), et d'étudier le comportement hydrologique du bassin à la fois sur les crues et les étiages. Cependant cette opération est vite limitée par le nombre d'années d'observations.

La procédure CRUCAL : extraction de données de débit sur des stations de mesures par la banque Hydro. Les débits sont des maximums annuels pour les débits de pointe et les débits journaliers.

²⁰ On choisit une chronique de 20 ans en QTVAR qui est plus restrictive que l'extraction CRUCAL (on choisit des chroniques de 10 ans) : ce choix est nécessaire pour le calage de la méthode QdF.

4.1.2. Quantiles de débit de 1636 bassins versants, pour la restitution des crues, échantillon 1-a

Objectif : *Tester à la fois la restitution des quantiles de débit courant sur l'ensemble de la France et sur les « grands » bassins.*

Dans le chapitre précédent (chapitre 3 paragraphes 3.2.6), on a montré la difficulté de la méthode à s'appliquer sur des bassins de plus de 2000 km². Pour étendre le domaine d'application de la fonction d'abattement des débits, on a besoin de « grands » bassins. On rajoute aux 1493 bassins étudiés, 143 bassins qui ont une superficie de plus de 2000 km².

L'échantillon global de bassins versants est situé sur des régions hydro-climatiques très variées avec des superficies variant entre 1.54 et 110 000 km² et couvre presque la totalité du territoire Français.

Le plus petit bassin versant est le bassin expérimental géré par le Cemagref situé dans le massif des Maures : le ruisseau du Vaubarnier à Collobrières (code hydro= Y4617810, S=1.54 km²) et le plus important correspond à la Loire à son embouche à Montjean-sur-Loire (code hydro= M5300010, S=110 000 km²).

On estime les quantiles de débit avec une loi GEV bornée (paragraphe 6.3.9.c) sur les débits de pointe et les débits journaliers, pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans et pour chaque saison (été et hiver).

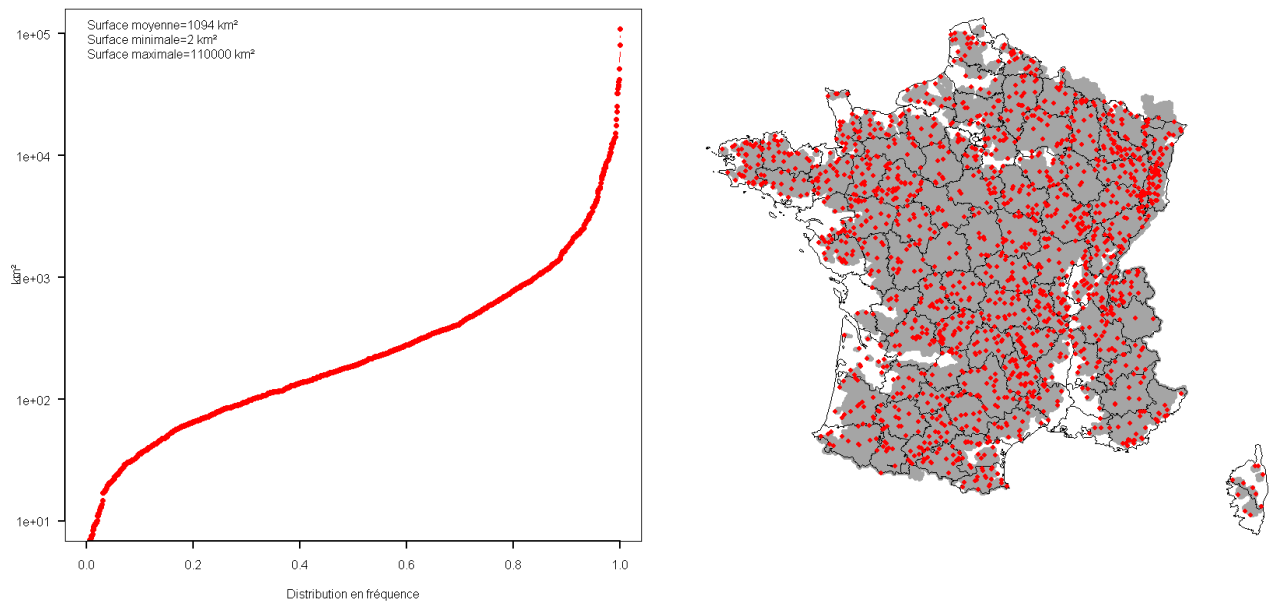


Figure 4-3—*Caractéristiques des 1636 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 1636 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge.*

La Figure 4-3 de droite montre une bonne couverture du territoire français (couleur grise). On note que les bassins versants de la Seine (de Troyes à son exutoire au Havre) et du Rhône (depuis Lyon jusqu'à son exutoire) et de la Dordogne manquent.

4.1.3. Quantiles de débit de 1290 bassins, pour la régionalisation, échantillon 1-b

Objectifs : Régionaliser les paramètres de modèle hydrologique

Par la suite, on utilisera la méthode de régionalisation expliquée dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.5. On rappelle que le principe de cette méthode est de déterminer sur l'ensemble de la zone d'étude (territoire métropolitain français) à partir de 18 variables explicatives connues la variabilité du paramètre à régionaliser.

Pour la régionalisation de paramètres hydrologiques, on conserve uniquement les bassins de moins de 2000 km² et on élimine des 1493 bassins restants ceux qui sont considérés comme hydrologiquement « spécifiques ». Au final, on écarte 203 stations et on réalisera la régionalisation avec les 1290 bassins restants.

La Moselle à Tonnoy a la superficie la plus importante (code hydro= A5110610, S=1990 km²) et le plus petit bassin reste le ruisseau du Vaubarnier à Collobrières (code hydro= Y4617810, S=1.54 km²).

On estime les quantiles de débit avec une loi GEV bornée (paragraphe 6.3.9.c) sur les débits de pointe et les débits journaliers, pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans et pour chaque saison (été et hiver).

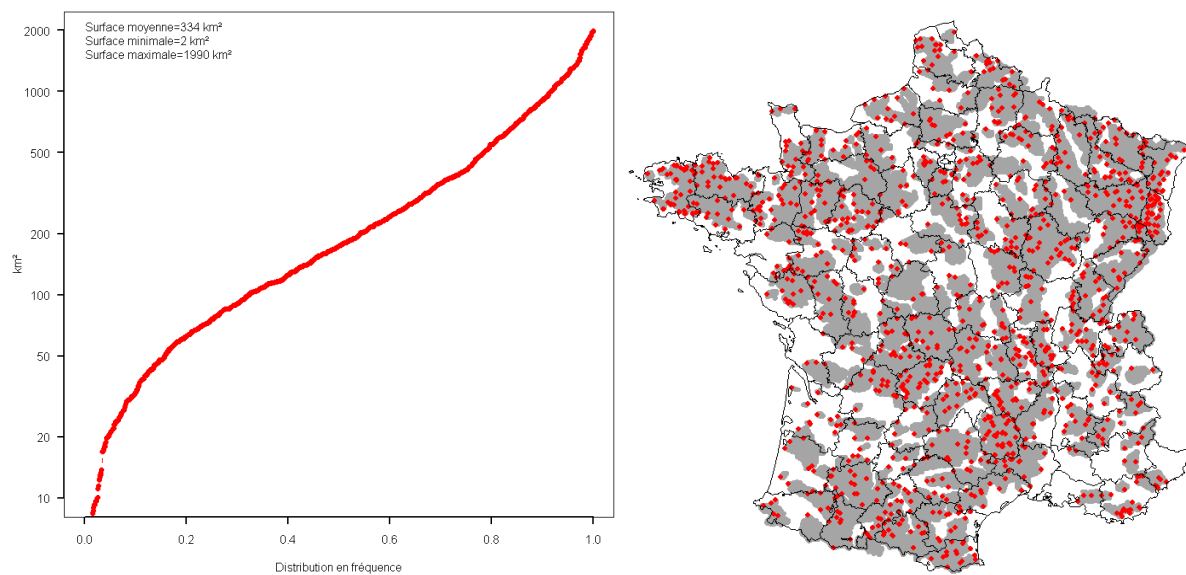


Figure 4-4—Caractéristiques des 1290 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 1290 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge.

4.1.4. Quantiles de débit de 640 bassins, pour l'étude des durées intermédiaires, échantillon 1-c

Objectif : Comparer les quantiles Shyreg sur les durées intermédiaires, avec ceux obtenus par l'approche QdF

L'analyse fréquentielle des débits de crue peut se faire sur plusieurs durées et non sur une seule comme les débits de pointe (paragraphe 2.3). On étudie alors les débits moyens maximaux de différentes durées ce qui nous conduit aux courbes QdF (Q est le débit, d la durée et F la fréquence de non-dépassement) (Javelle 2001; Javelle et al. 2003; Javelle et al. 2002). Le régime des crues est étudié à travers l'analyse de ces courbes. Dans cette partie, on travaille uniquement avec le modèle QdF local-convergent, présenté dans le paragraphe 2.3.6.

Pour l'application de cette méthode, on a extrait de la banque Hydro des chroniques de débit à pas de temps variable (procédure QTVAR). On examine les quantiles de débit issus du modèle QdF sur 640 stations qui ont des chroniques supérieures à 20 ans pour s'assurer d'une bonne stabilité dans l'optimisation du paramètre Δ de la méthode QdF.

Les quantiles de débit extraits par cette méthode sont à la fois les débits de pointe et les lames maximales sur les durées de 1h à 72h, et pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans, soit au final, pour un bassin versant 27 valeurs.

La Moselle à Tonnoy a la superficie la plus importante (code hydro= A5110610, S=1990 km²) et le plus petit bassin est le Corral à Ruch (code hydro= P5685610, S=3.94 km²).

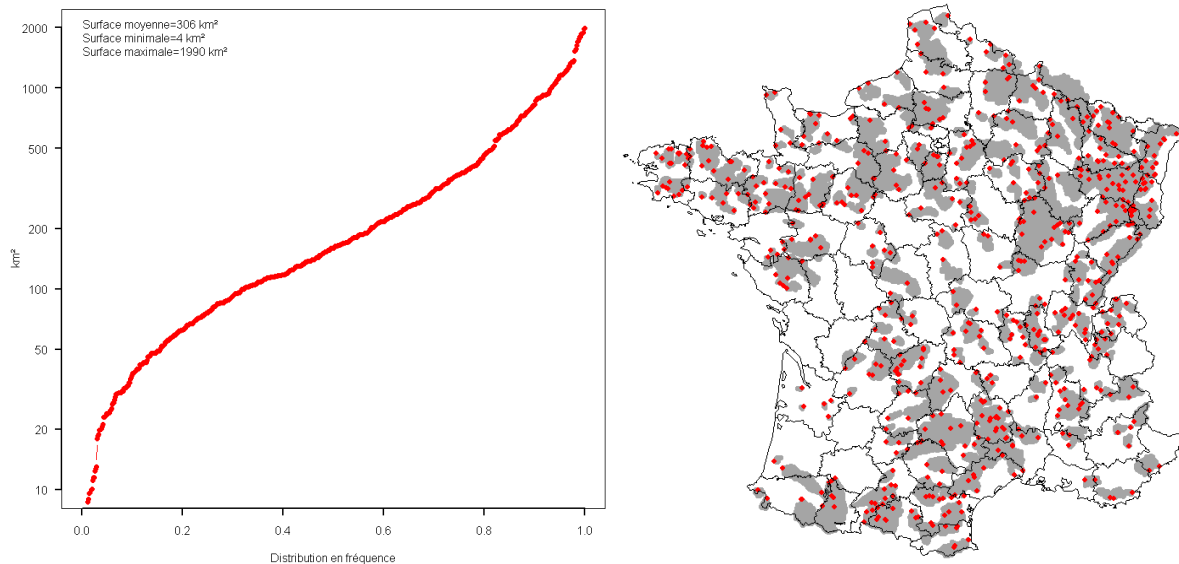


Figure 4-5—Caractéristiques des 640 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 640 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge.

Sur la Figure 4-6, on a reporté les quantiles de débit « observés » (ajustement d'une loi GEV bornée) et ceux fournis par la méthode QdF pour les durées comprises entre 1h et 6h, en noir pour les périodes de retour T=10 ans en noir, en rouge pour T=5 ans et en vert pour T= 2 ans.

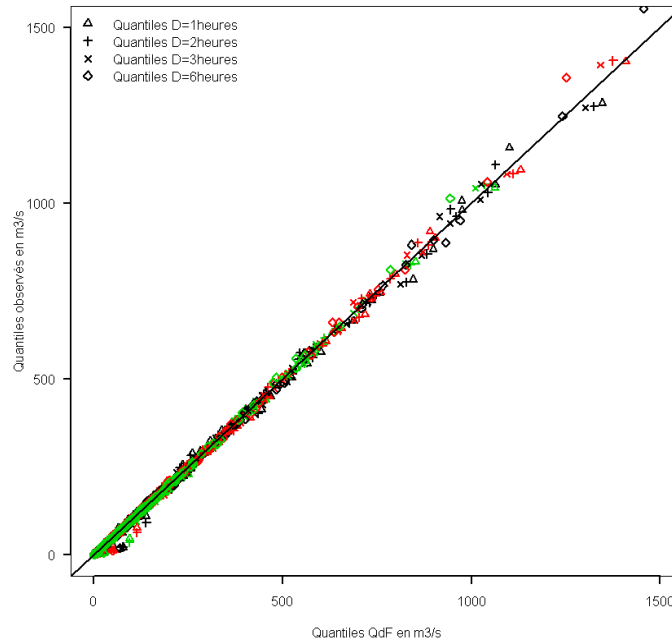


Figure 4-6–*Comparaison des quantiles QdF et quantiles « observés » pour 640 bassins versants*

La Figure 4-6 montre que l’approche QdF restitue bien les quantiles « observés » pour l’ensemble des durées et des périodes de retour. Ensuite, on estime un critère de Nash bornée (équation(56)) entre les quantiles dits « observés » et ceux issus de l’approche QdF, pour 9 durées (du débit de pointe au débit moyen de durées 1h, 2h, 3h, 6h, 12h, 24h, 48h et 72h) et pour chacune de ces durées pour 3 fréquences (T=2, 5 et 10 ans), soit 27 valeurs pour chaque bassin versant.

Le critère de qualité du Nash borné est choisi car il a un domaine variation qui s’étend de -100 % à +100% (Mathevet et al. 2006). Il rend plus facile la comparaison de modèle.

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (Q_{\text{observé}_i} - Q_{\text{calculé}_i})^2}{\sum_{i=1}^{i=n} \left(Q_{\text{observé}_i} - \bar{Q}_{\text{calculé}_i} \right)^2} \quad (55)$$

$$\text{Nash - borné} = 1 - \frac{\text{Nash}}{2 - \text{Nash}} \quad (56)$$

Dans les chapitres suivants, on distinguera deux formes d'utilisation du critère de Nash :

- **Nash-global** : on estime un critère de Nash pour une caractéristique et pour un échantillon de bassin. Par exemple on estime un critère de Nash entre les quantiles de débits de pointe de la méthode 1 et de la méthode 2 pour la période de retour 10 ans pour 1290 bassins.
- **Nash-local** : on estime autant de critère de Nash que de bassins versants pour ensuite travailler avec leurs distributions de fréquence de Nash. Par exemple, on estime un critère de Nash entre les 12 quantiles de débit : les quantiles de débit de pointe et journaliers, pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans et pour les deux saisons (été et hiver) entre les méthodes M1 et M2 pour 1 bassin. On généralise cette opération pour les 1290 bassins suivants. On a 1290 critères de Nash que l'on classe pour travailler avec leurs distributions de fréquence.

On trace sur la Figure 5-14 les distributions en fréquence des critères de Nash-locaux bornés estimés sur 27 valeurs.

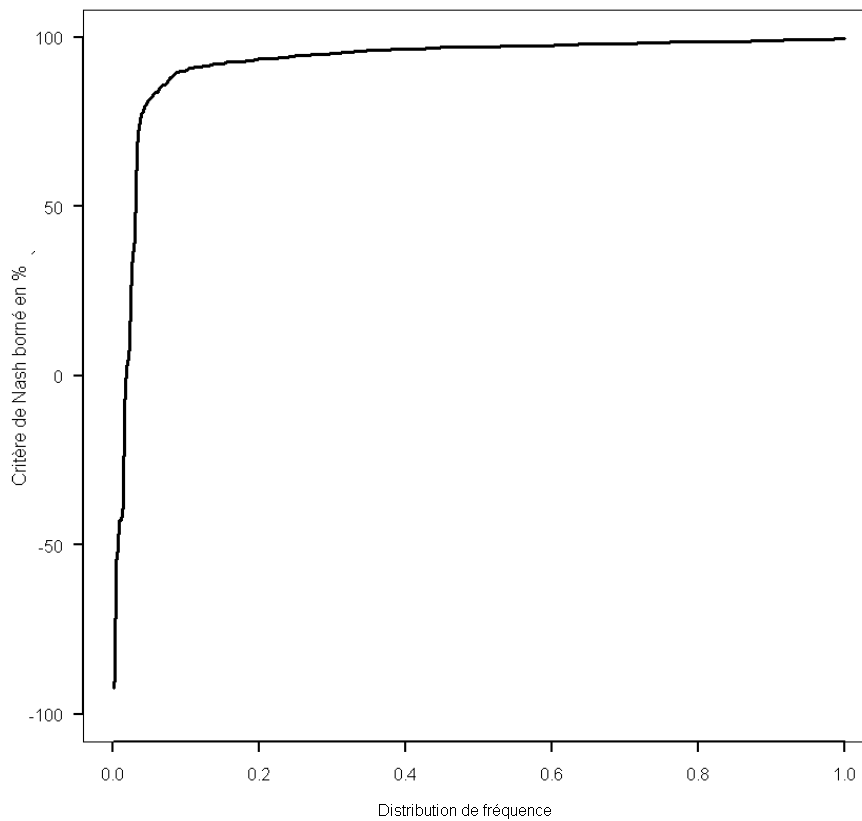


Figure 4-7–Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné entre les quantiles QdF et les quantiles « observés ».

Les distributions de fréquence du critère de Nash-local estimé entre les quantiles QdF et les observés montrent que seulement 30 bassins versants ont des critères de Nash-locaux inférieurs à 80%. **Ainsi, les quantiles QdF peuvent servir de référence, pour une approche multidurée.**

4.2. Quantiles de débit pour l'étude des fréquences rares et extrêmes

4.2.1. Introduction

Après avoir présenté les échantillons de bassins pour l'étude des fréquences courantes, on étudie dans ce paragraphe les échantillons de bassins qui nous serviront pour l'étude des quantiles de débit vers les fréquences rares et extrêmes.

On a deux objectifs:

-étudier le comportement du modèle vers ces fréquences au travers de tests statistiques

Echantillon 2-a (paragraphe 4.2.2) : un premier jeu de bassins a été sélectionné pour étudier des critères de justesse et de robustesse de modèles hydrologiques dans le cadre du projet ANR Extraflo²¹. Ces critères seront utilisés dans le chapitre 6 paragraphe 6.3.9.

-comparer les quantiles Shyreg à d'autres méthodes de prédétermination

Echantillon 2-b (paragraphe 4.2.3) : à partir de 460 bassins, on a réalisé une étude Gradex. Cette dernière permet la comparaison des quantiles de débit de fréquence rare à extrême estimés par la méthode du Gradex, avec ceux issus de l'approche Shyreg recalée localement (S0/A optimisé sur chacun des bassins).

Echantillon 2-c (paragraphe 4.2.4) : un partenariat entre l'équipe génie-civil du groupement du Cemagref d'Aix-en-Provence et le CFBR²² a permis de confronter 141 crues de projet déterminées sur plusieurs ouvrages hydrauliques avec ceux de l'approche Shyreg (méthode non recalée localement).

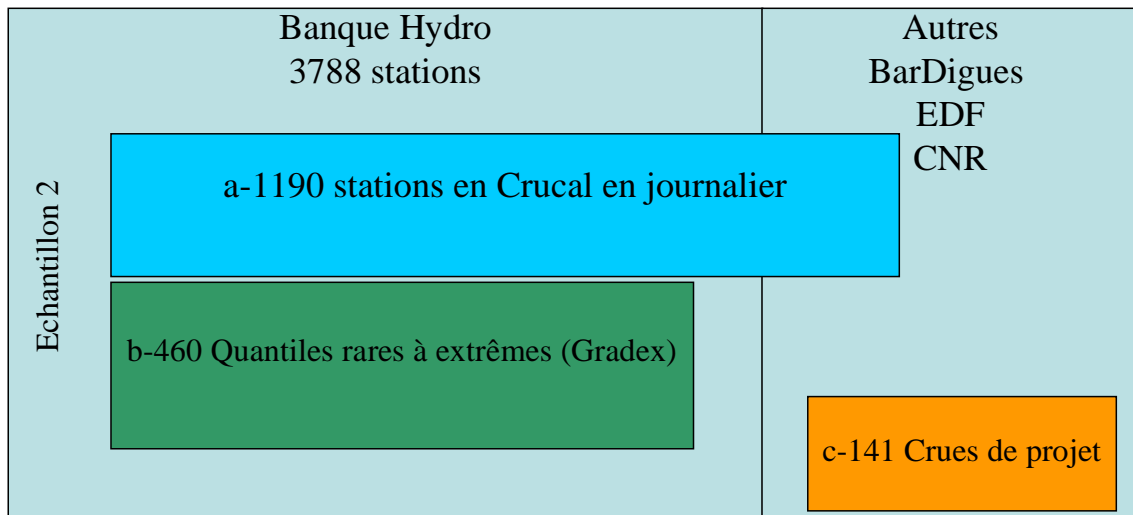


Figure 4-8–Schéma des différents échantillons pour l'étude des fréquences extrêmes

²¹ <https://extraflo.cemagref.fr>

²² CFBR : Comité Français des Barrages et Réservoirs

4.2.2. 1190 bassins pour l'étude des critères statistiques, échantillon 2-a

Objectif : Tester la justesse et la robustesse²³ de la méthode Shyreg

Dans le cadre du projet ANR Extraflo, on a travaillé sur un échantillon de 1190 bassins pour lesquels on dispose uniquement des chroniques de débit journalier. On cale alors la méthode uniquement avec les quantiles de débit journalier de période de retour 2, 5 et 10 ans.

Le plus petit bassin versant est le bassin expérimental géré par le Cemagref situé dans le massif des Maures : le ruisseau du Vaubarnier à Collobrières (code hydro= Y4617810, S=1.54 km²) et le plus important correspond à la Loire à son embouchure à Montjean-sur-Loire (code hydro= M5300010, S=110 000 km²).

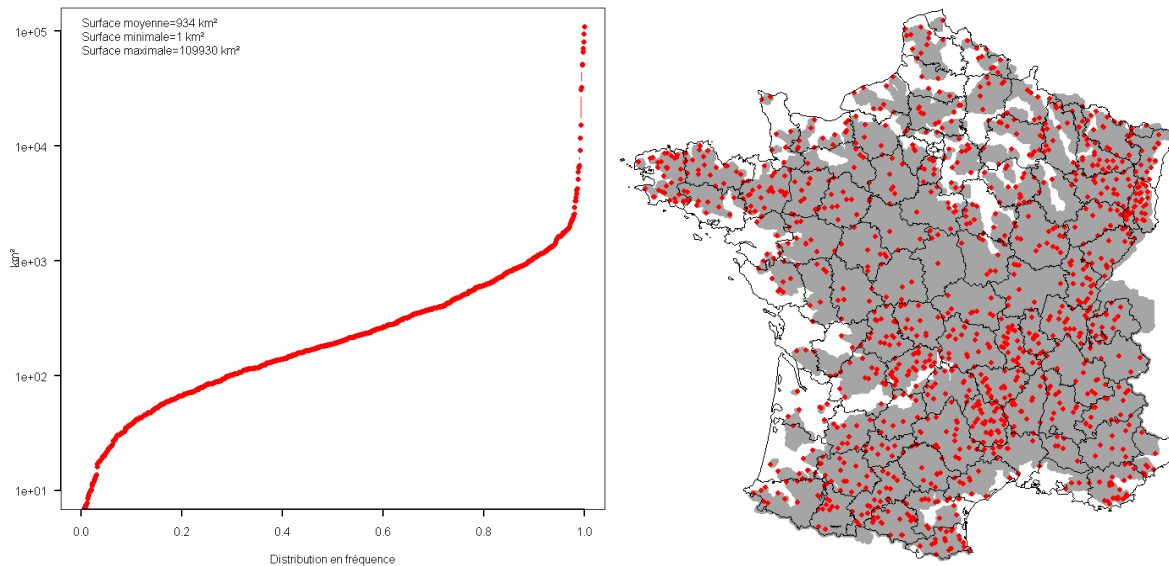


Figure 4-9—Caractéristiques des 1190 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 1190 bassins versants en gris clair et leur exutoire en rouge.

²³ Les critères de robustesse et justesse seront étudiés dans le chapitre 6 paragraphe 6.3.9

4.2.3. 460 bassins sur lesquels on applique la méthode du Gradex esthétique, échantillon 2-b

Objectif : Comparer les quantiles de débit de pointe issus l'approche Shyreg et ceux de la méthode du Gradex sur 460 de bassins versants pour les fréquences 50, 100, 500 et 1000 ans

La construction des quantiles de débit avec la méthode du Gradex s'effectue en 2 étapes :

- 1ère : constitution des couples averse-crue de 460 bassins versants
- 2ème : application de la méthode du Gradex esthétique

a. Les couples averse-crue

On dispose d'un échantillon de 460 bassins avec leurs couples averse-crue issus des thèses de Le Moine (Le Moine 2008) et Fouchier (Fouchier 2010). On résume les 4 étapes de la constitution de ces chroniques :

1. Les données pluie-débit couvrent la période 1995-2005. Les données hydrométriques sont issues de la banque Hydro. Les stations hydrométriques ont été sélectionnées en retenant, parmi toutes les stations non influencées, de superficie comprise entre 10 et 10 000 km² et d'une information débit instantané sur la période 1995-2005. Ont été conservées les 1039 chroniques de bassin présentant moins de 50% de lacunes sur les périodes 1995-2000 et 2000-2005.
2. Les pluies des bassins ont été calculées à partir des pluviographes de Météo-France présents dans les bassins, grâce à une interpolation par la méthode des polygones de Thiessen. Au total, 580 pluviographes horaires présentant moins de 15% de lacunes sur la période 1995-2005 ont été utilisés.
3. Le découpage événementiel des chroniques pluie-débit, ainsi constitués est ensuite réalisé selon les étapes suivantes schématisées sur la Figure 4-10.
 - un événement démarre dès que la pluie journalière est supérieure à une valeur minimale PJ_{\min} fixée à 4 mm et qu'il contient au moins une valeur de pluie journalière supérieure à une valeur seuil PJ_{seuil} , pour nous 20 mm²⁴; le début de l'événement est noté t_0 ;
 - Q_{\max} est défini comme étant le maximum du débit observé entre t_0 et $t_0 + 10$ jours ;
 - un événement se termine dès lors que le débit $Q(t)$ est inférieur à $Q_{\max}/7$. Si ce seuil n'est pas franchi, alors la fin de l'événement est fixée à une durée maximale D_{\max} de 10 jours.
4. Ont ensuite été extraits des différents événements, leurs caractéristiques :
 - Pluie : cumul de pluie maximal en 1h, 2h,... et 72h
 - Débit : les hydrogrammes de crue, les débits de pointe et les lames maximales entre 1h et 72h

Sur les 1039 bassins on n'en conserve que 460 pour réaliser une étude Gradex et constituer un jeu de quantiles de débit pour les fréquences rares à extrêmes.

²⁴ Ce seuil est trop haut pour les régions climatiques où la pluie n'est pas importante comme le Bassin Parisien et au contraire pour des régions où les événements sont importants et nombreux comme les Alpes, le seuil est situé trop bas. De plus pour les bassins de plus de 2000 km², ce seuil devient important.

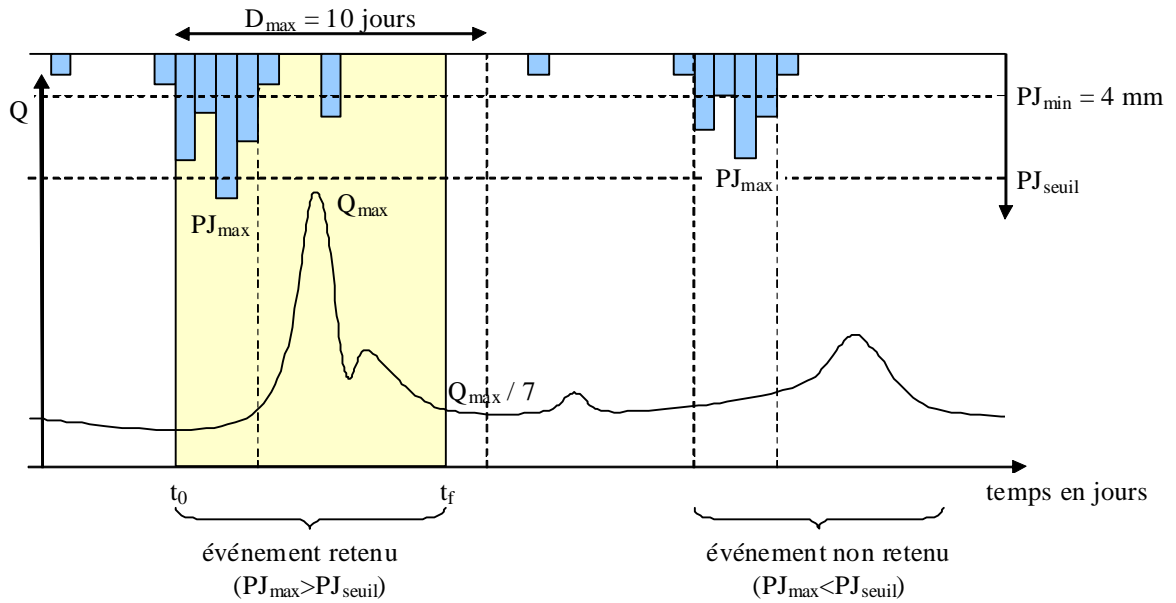


Figure 4-10–Principe de la définition d'un événement de crue

b. Présentation des bassins versants

On retient au final 460 bassins versants dont la superficie est comprise entre 10 et 2000 km² avec une moyenne de 270 km² (Figure 4-11).

On indique le nombre d'évènements par bassin (Figure 4-11) présentant une pluie journalière supérieure à 20 mm ($PJ_{seuil} = 20$). On note que les effectifs les plus importants (supérieurs à 100) apparaissent pour des régions montagneuses comme le Massif Central, les Alpes et le Jura. Au contraire, les stations qui présentent le moins d'évènements (inférieurs à 50) sont situées sur le Bassin Parisien et le massif Armoricaïn (le seuil de pluie est trop élevé).

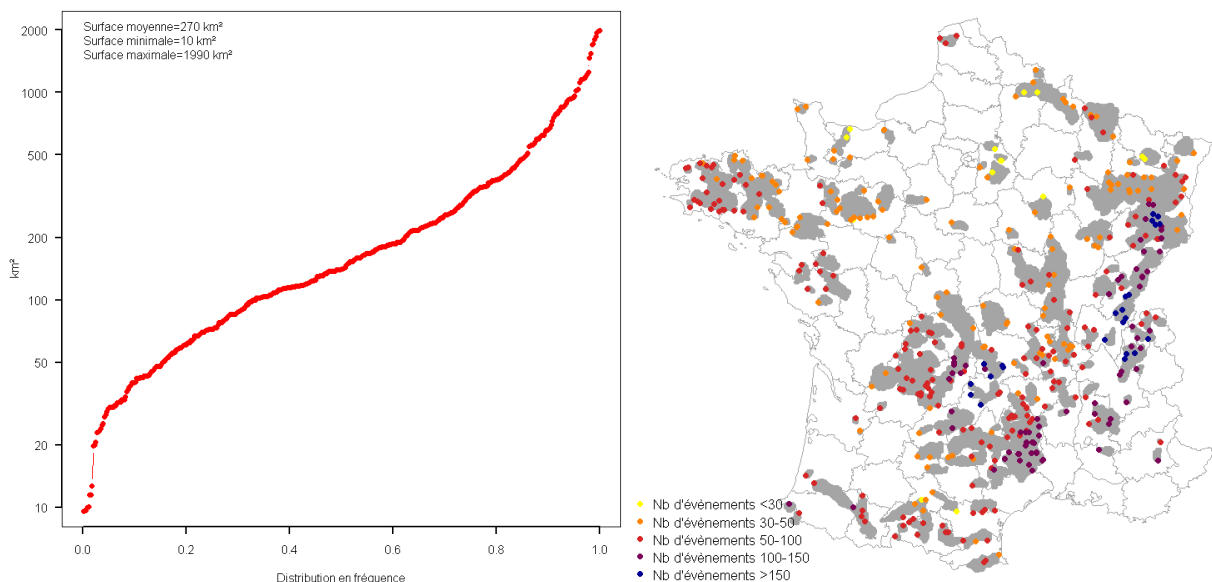


Figure 4-11–Caractéristiques des 460 stations : à gauche distribution de fréquence des superficies, à droite, couverture spatiale des 460 bassins versants en gris clair et le nombre d'évènements par bassin versant dont le seuil est fixé à une pluie journalière de plus de 20 mm

c. La méthode du Gradex esthétique

On choisit la méthode du Gradex esthétique (Michel 1982) car elle permet une extrapolation des débits progressive à partir du point pivot T_g . Le point pivot T_g correspond à la période de retour pour laquelle le bassin versant est supposé être saturé. En effet dans la méthode initiale, la méthode du Gradex engendre une cassure dans la distribution et une surestimation du quantile centennale (Lang and Lavabre 2007). La période de retour 10 ans est généralement fixée comme point pivot. La formule analytique de l'extrapolation des débits de durée d est de la forme :

$$QIX(T, d) = QIX(T_g, d) + ae(d) \ln \left(1 + \frac{aq(T_g, d)}{ae(d)} \frac{T - T_g}{T_g} \right) \quad (57)$$

Avec :

- $ae(d)$: le gradex des pluies de durée d
- $aq(d)$: pseudo-gradex des débits
- T : période de retour en année, T_g le point pivot $T_g=10$ ans
- d : la durée

Le passage du débit volumique de durée D (temps caractéristique) au débit de pointe est le ratio, RXD , défini :

$$RXD = \frac{Q_p}{Q_D} \quad (58)$$

Avec :

- Q_p : le débit de pointe, en m^3/s
- Q_D : débit moyen de durée D , en m^3/s

La distribution des débits de pointe, $d=0h$, est de la forme suivante :

$$QIX(T, d = 0h) = QIX(T_g, d = 0h) + RXD QIX(d = D, T) \quad (59)$$

d. Mise en place de la méthode du GRADEX esthétique sur les 460 bassins versants

Ce paragraphe explique les différentes étapes nécessaires pour l'application de la méthode du Gradex. Pour chaque bassin, celle-ci se découpe en 5 étapes :

- estimation de la durée caractéristique du bassin versant, $d=D$ (paragraphe 4.2.3.e)
- choix et ajustement de la loi statistique sur les pluies pour les durées $d=D$ et $d=24$ heures (paragraphe 4.2.3.f)
- calcul du gradex des pluies pour les durées $d=D$ et $d=24$ heures (paragraphe 4.2.3.f)
- calcul du coefficient d'affinité, RXD qui permet le passage entre les volumes de durée D (V_D) au débit de pointe, Q_p (paragraphe 4.2.3.g).
- estimation du point pivot T_g et estimation des quantiles rares et extrêmes pour les débits de pointe et les débits journaliers (paragraphe 4.2.3.h).

e. Estimation de la durée D

On extrait toutes les crues associées à une pluie de bassin journalière supérieure à 20 mm, soit en moyenne 65 crues par bassin versant. Pour chaque crue plusieurs caractéristiques sont déduites : les hydrogrammes, les valeurs des débits de pointe et des volumes pour différentes durées.

Pour la détermination de la durée caractéristique, on s'appuie sur la durée caractéristique de Socose (Lang and Lavabre 2007), méthode présentée dans le chapitre 2 paragraphe 2.3.3.c. L'intérêt de cette méthode est de pouvoir l'appliquer à tous les bassins versants et de la rendre moins subjective que d'autres.

Pour cela, on norme les hydrogrammes par leurs débits de pointe maximum et on les centre (la pointe des différentes crues se situe au même point) et on conserve les hydrogrammes de forme simple, les plus pures possibles (on évite les hydrogrammes qui ont deux crues successives ou multi-pointes) (Garavaglia 2011).

La durée Socose correspond au temps pour lequel l'hydrogramme moyen dépasse la moitié du débit de pointe, le seuil K est fixé à 0.5. Or avec cette durée, les coefficients RXD sont trop faibles (en moyenne les coefficients étaient inférieurs à 1.2). Ainsi on a décidé d'augmenter la durée caractéristique, D, en abaissant, le seuil K à 0.3 pour augmenter le coefficient d'affinité, RXD. On présente sur la Figure 4-12, l'estimation de la durée D du bassin versant de la Gagnière à Banne avec un seuil K=0.3.

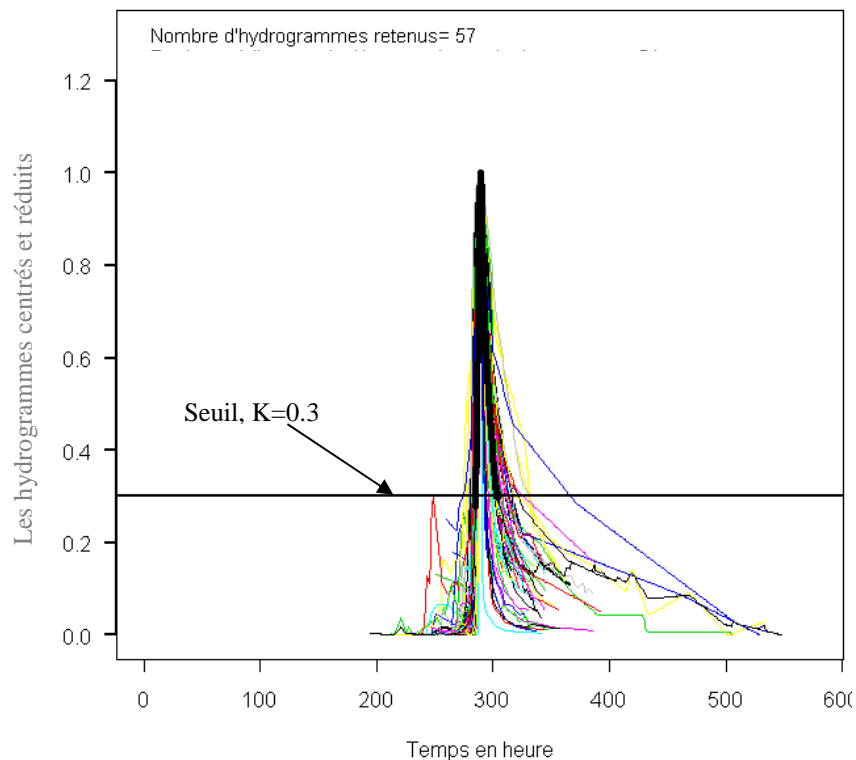


Figure 4-12—Exemple de l'estimation de la durée $D=5h$ avec un seuil fixé, $K= 0.3$, sur le bassin de la Gagnière à Banne ($S=55 \text{ km}^2$, code hydro= $V5425210$)

On s'aperçoit que lorsqu'on norme et centre les hydrogrammes, on peut identifier la dynamique du bassin versant. Pour la Gagnière à Banne la durée D est estimée à 5 heures avec un seuil $K=0.3$.

Remarque : on essaie pour chaque bassin versant de garder un maximum d'hydrogrammes, au moins une dizaine. Si on dispose de moins de 10 hydrogrammes, on ne réalise pas d'étude sur ce bassin versant.

Ensuite, on généralise cette démarche sur l'ensemble des 460 bassins versants. La Figure 4-13 représente la durée D en fonction de la superficie des bassins.

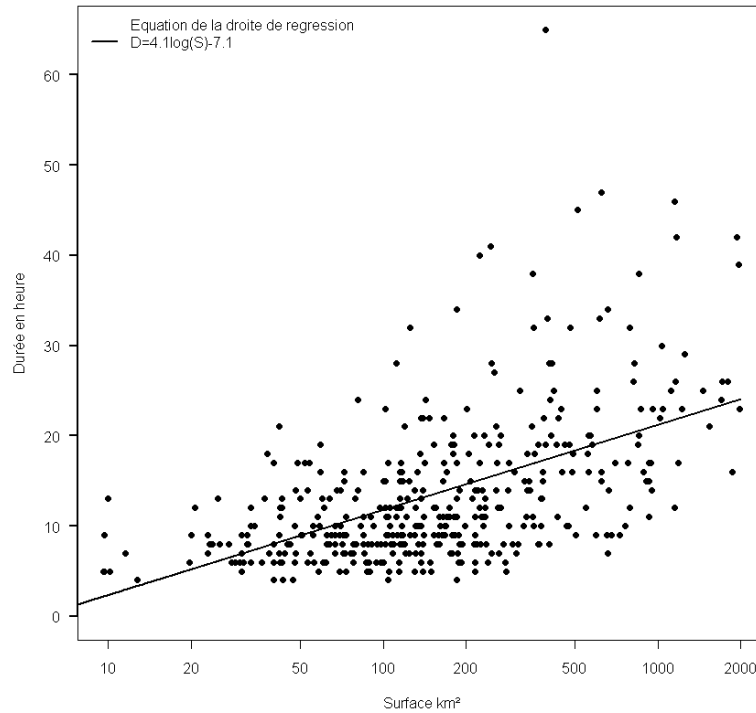


Figure 4-13—Résultats des estimations de la durée caractéristique D avec un seuil $K=0.3$ sur l'ensemble des 460 bassins versants en fonction de leur superficie

Les durées D estimés avec un seuil $K=0.3$ sont confrontées avec le coefficient Δ de l'approche QdF-local-convergent (paragraphe 2.3.6). La Figure 4-14 représente la durée D en fonction du Δ de l'approche QdF.

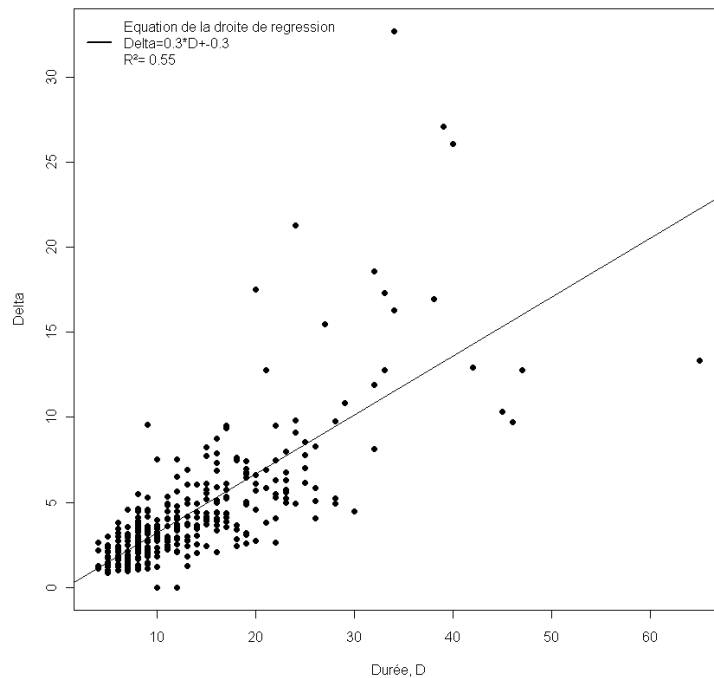


Figure 4-14—Delta (Δ) de l'approche QdF en fonction de la durée (D) avec un seuil fixé à 0.3 pour les 460 bassins versants.

Le coefficient de corrélation linéaire estimé entre les 2 durées montre une corrélation significative, $R^2=0.55$ (Javelle 2001).

f. Calcul du gradex des pluies

On dispose sur chacun des 460 bassins de 10 ans de pluie de bassin dont on extrait pour chaque évènement les cumuls de pluie maximums pour différentes durées.

On ajuste une loi exponentielle sur les pluies observées pour deux durées : pour la durée caractéristique du bassin versant, D, et pour une durée de 24 heures. L'estimation des paramètres de la loi exponentielle (équation (60)) est effectuée à l'aide du maximum de vraisemblance (paragraphe 2.3.f) (Coles 2001).

$$H(x) = \exp\left[-\frac{(x - u)}{\sigma}\right] \quad (60)$$

Avec :

- - μ est le seuil de pluie
- - σ le paramètre d'échelle (gradex des pluies)

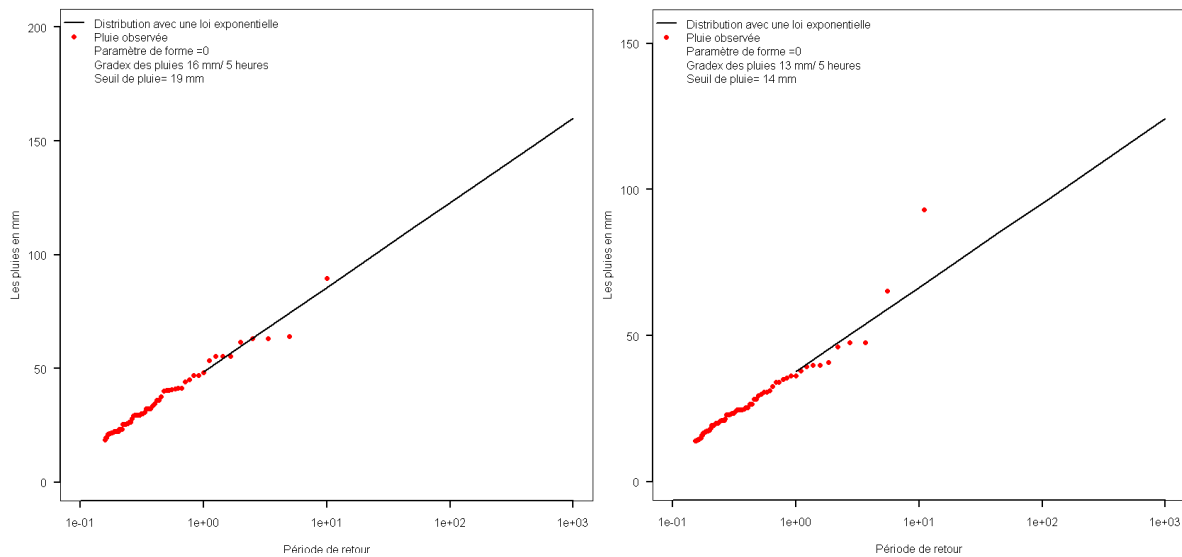


Figure 4-15—Distribution de fréquence des pluies sur le bassin versant de la Gagnière à Banne. Distribution de fréquence des pluies de cumul 5 heures supérieures à un seuil 19 mm avec un ajustement de loi exponentielle pour la saison été (à gauche) et distribution de fréquence des pluies de cumul 5 heures supérieures à un seuil 14 mm avec un ajustement de loi exponentielle pour la saison hiver (à droite). Les points en rouge correspondent aux valeurs observées et la courbe en noir à la loi exponentielle.

Pour chaque durée et chaque saison, on estime le gradex des pluies : il correspond au coefficient directeur de la loi exponentielle, σ . La séparation par saison entraîne des gradex de pluie plus important pour la saison été (juin à fin novembre) que l'hiver (décembre à mai). En effet le gradex de pluie est 16 mm/5h alors qu'en hiver le gradex est de 13 mm/5h. Cet exemple montre bien que les bassins de type Cévenol présentent une saison à risque plus marqué en été.

g. Calcul du rapport d'affinité

Le rapport d'affinité est un coefficient qui permet de passer des débits volumiques de durée D aux débits de pointe. Ce coefficient est assez dur à estimer et doit être théoriquement compris entre 1.2 et 2.2 (Lang and Lavabre 2007). Le calcul de ce coefficient est réalisé de la manière suivante.

Pour un évènement (Figure 4-16)

- Q_{pi} est le débit de pointe maximum de l'évènement i.
- on calcule le débit moyen maximum de la durée D : Q_{Di}
- on estime le coefficient $RXD_i = Q_{pi} / Q_{Di}$

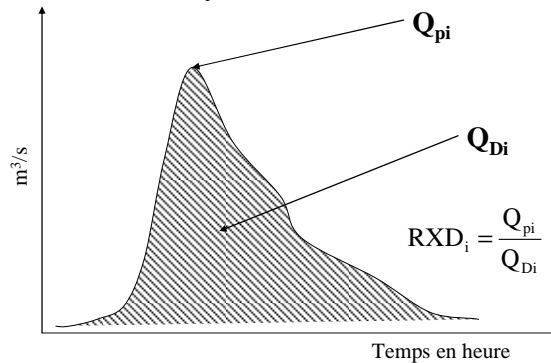


Figure 4-16–Estimation de RXD_i pour l'évènement i

On détermine ensuite le RXD médian. Pour le bassin versant de la Gagnière, le coefficient RXD est de 1.74. On réalise cette étape sur l'ensemble des 460 bassins et l'on représente sur la Figure 4-17 la répartition géographique de la valeur du coefficient RXD.

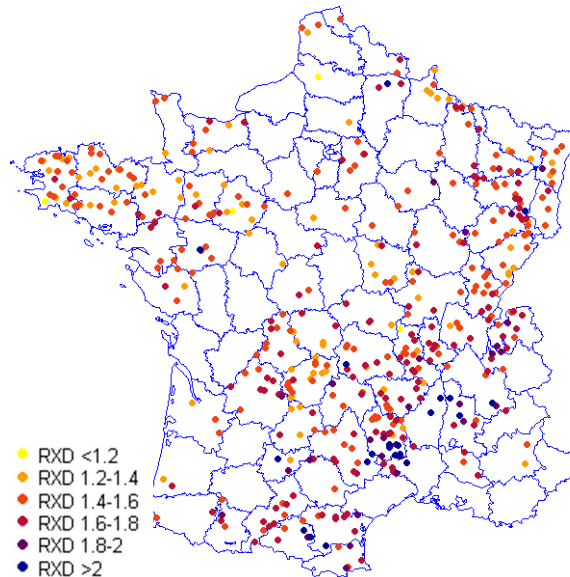


Figure 4-17–La carte de France du coefficient d'affinité RXD médian pour les 460 bassins versants

Les stations qui présentent le coefficient d'affinité le plus fort sont situées sur le Massif Central, l'Hérault, l'Ardèche, la Drome et les Pyrénées-Orientales, c'est-à-dire en régime plutôt méditerranéen. Pour ces régions, RXD est supérieur à 1.5 avec un coefficient RXD de 2 sur le bassin de l'Ample à Reynès ($S = 47.8 \text{ km}^2$, code hydro= Y0255020)

Tableau 17–Propriétés statistiques du coefficient RXD pour l'ensemble des 460 bassins versants

<u>Minimum</u>	<u>Maximum</u>	<u>Médian</u>	<u>Moyen</u>
1.1	3.2	1.46	1.45

h. Les quantiles de débit de pointe de fréquence extrême

Pour le bassin de la Gagnière : on résume dans le Tableau 18 les différentes caractéristiques :

Tableau 18—Caractéristiques des différents coefficients pour l'application de la méthode du Gradex sur la Gagnière à Banne

Saison	Hiver	Été
Durée caractéristique, D (heure)	5	5
Gradex des pluies (mm/5h)	13	16
Coefficient d'affinité, RXD	1.75	1.75
Point pivot, Tg	10 ans	10 ans
QIX(Tg=10 ans)	112 m3/s	210 m3/s
QIX (T=500 ans)	301 m3/s	553 m3/s
QIX (T=1000 ans)	333 m3/s	606 m3/s

Sur la Figure 4-18, on a tracé les distributions de fréquence des débits de pointe et des débits journaliers de la Gagnière à Banne (S=55 km², code hydro=V5425210).

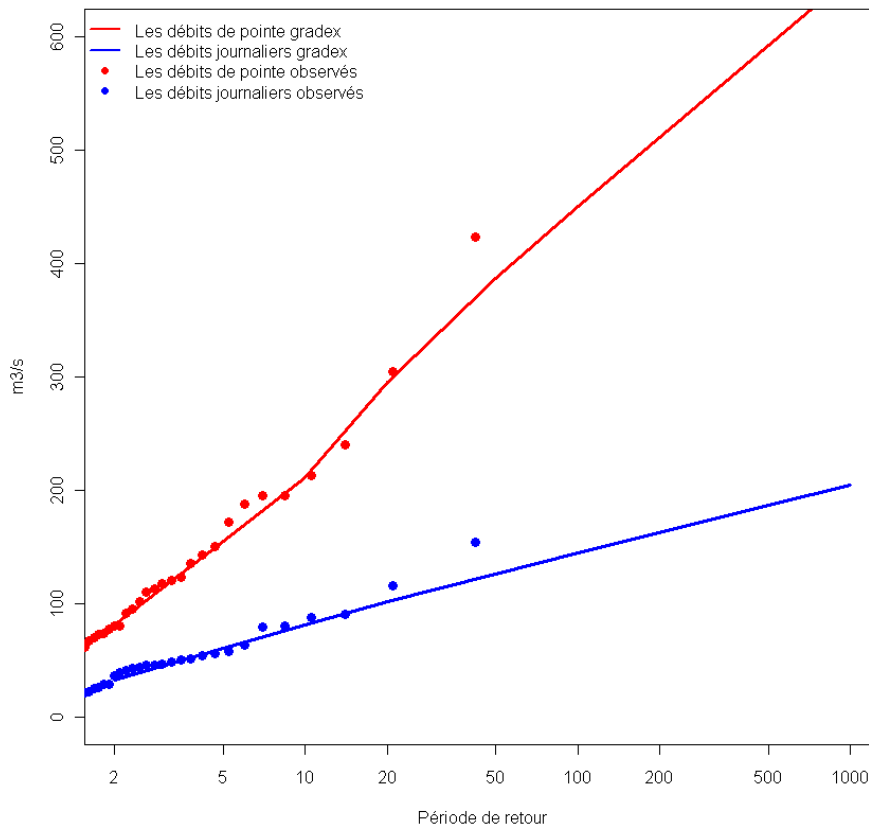


Figure 4-18—Distribution de fréquence des débits de pointe (rouge) et des débits journaliers(bleu) pour la saison été avec la méthode du Gradex esthétique sur le bassin versant de la Gagnière à Banne (code hydro=V5425210 ,S=55 km²). Les points correspondent aux observations.

La Figure 4-18 attribue au plus fort évènement de la chronique (420 m³/s, soit un débit pseudo spécifique de 17 m³/s/km^{1.6}) une période de retour entre 50 ans et 100 ans. A 1000 ans le débit pseudo spécifique est de l'ordre de 25 m³/s/km^{1.6}.

Maintenant, on généralise ces études sur l'ensemble des 460 bassins versants.

L'application de la méthode du Gradex permet d'estimer des quantiles de débit de fréquence rare et extrême. Les Figure 4-19 et Figure 4-20 représentent les cartes de débit de pointe pseudo spécifique pour les saisons été et hiver.

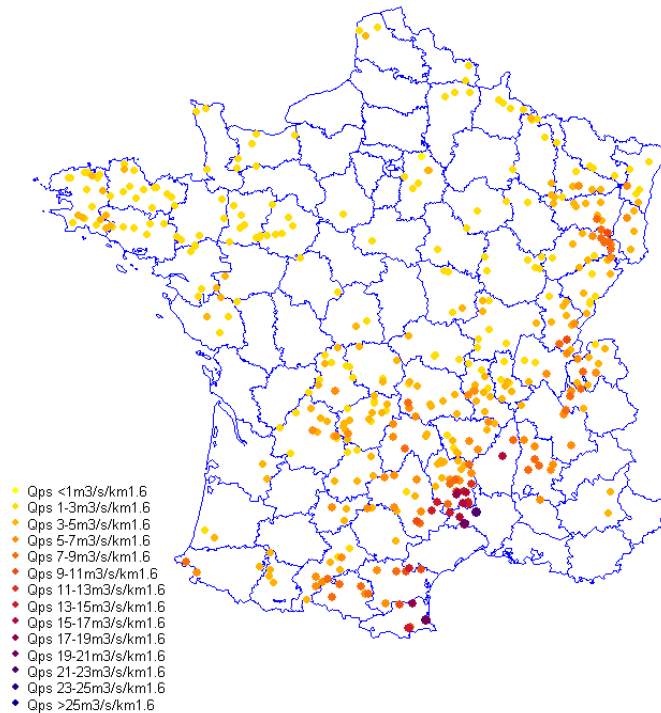


Figure 4-19–Carte de France des quantiles de débit pseudo spécifique pour la méthode Gradex pour l'hiver, pour $T=1000$ ans

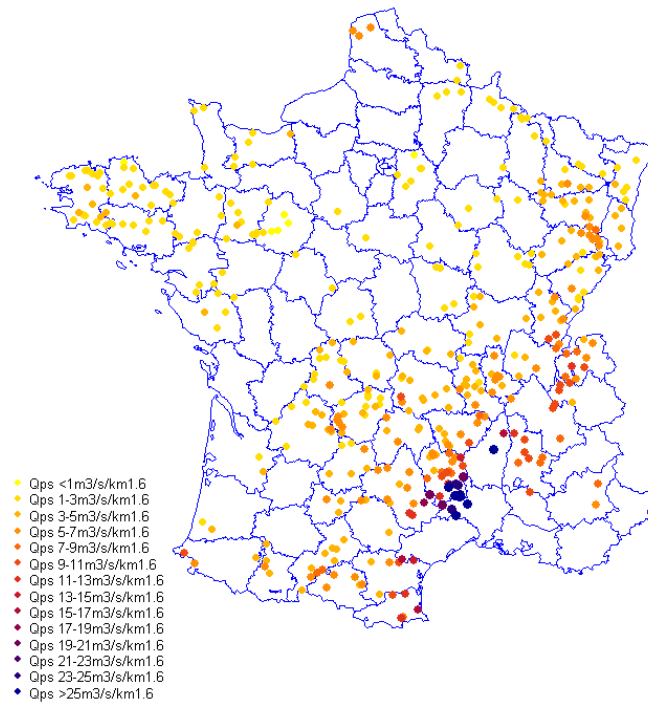


Figure 4-20–Carte de France des quantiles de débit pseudo spécifique pour la méthode Gradex pour l'été, pour $T=1000$ ans.

On observe les débits spécifiques les plus forts sur le pourtour méditerranéen avec des valeurs supérieures à $25 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^{1.6}$. Sur les Alpes et le ballon d'Alsace les valeurs sont de l'ordre du $10 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^{1.6}$. Les valeurs plus faibles sont situées sur la Bretagne (valeur en dessous de $5 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^{1.6}$).

4.2.4. 141 crues de projet, échantillon 2-c

Objectif : Comparer les quantiles de débit de pointe entre l'approche Shyreg entièrement régionalisée et ceux issus de l'étude de crues de projet.

a. Introduction sur les crues de projet

On parle de crues de projet pour les ouvrages hydrauliques (barrages et digues). En France, la loi fixe le niveau de sécurité des ouvrages hydrauliques selon le risque engendré par leur éventuelle rupture. On définit la crue de projet comme la plus grande crue qui pourra toucher le site sans causer de dommages. Selon la vulnérabilité de l'ouvrage, la crue de projet sera associée à des périodes de retour élevées comprises généralement entre 1000 ans et 10 000 ans (Guillaud 1988).

Les crues de projet sont calculées pour les principaux barrages français. En partant de la base donnée BArDignes, on a trié les barrages afin de ne retenir que ceux répondant aux critères suivants :

- bassin versant de surface supérieure à 20km²
- barrage alimenté de façon naturelle
- probabilité de la crue de projet égale à 1000 ans

Ce tri a permis de dégager une liste de 141 barrages. Concernant les études des crues de projet, on ne connaît pas les méthodes employées.

b. Présentation des bassins

La localisation de ces bassins versants couvre les principaux ensembles climatiques et géomorphologiques de la France. Une grande partie se trouve en montagne Figure 4-21.

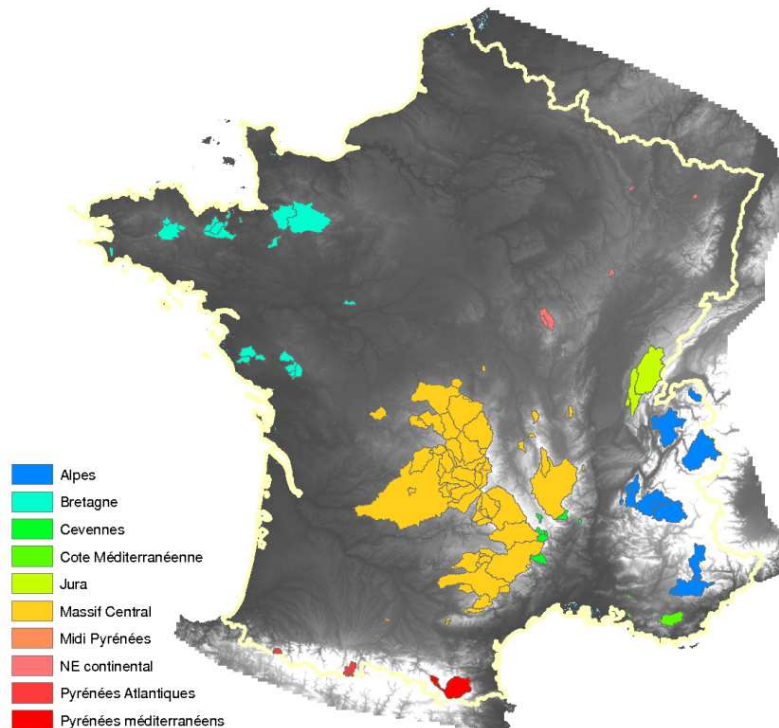


Figure 4-21—Localisation des 141 barrages sélectionnés

Comme le montre la Figure 4-21: les Cévennes, les Alpes, le Massif Central, la Bretagne, le Nord Est continental, la côte Méditerranéenne, les Pyrénées Méditerranéennes et Atlantiques sont représentés.

La Figure 4-22 représente les distributions de fréquence de la superficie des bassins.

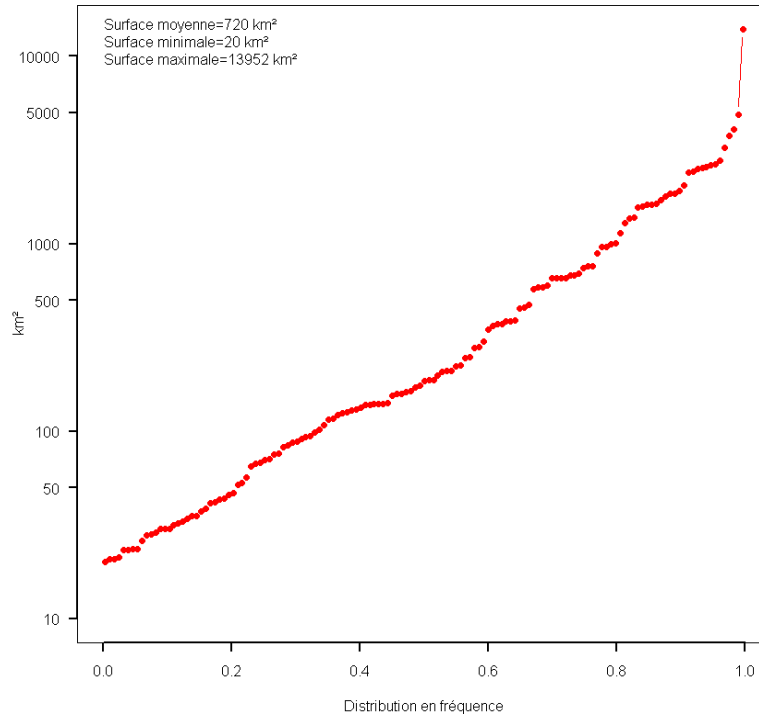


Figure 4-22–Distribution de fréquence des surfaces des 141 bassins versants.

Les barrages sélectionnés possèdent des bassins versants de tailles diverses, allant de 20 à plus de 13 000 km². La majorité d’entre eux ont une superficie comprise entre 70 km² et 750 km².

La Figure 4-23 représente les crues de projet en fonction de la superficie des bassins versants.

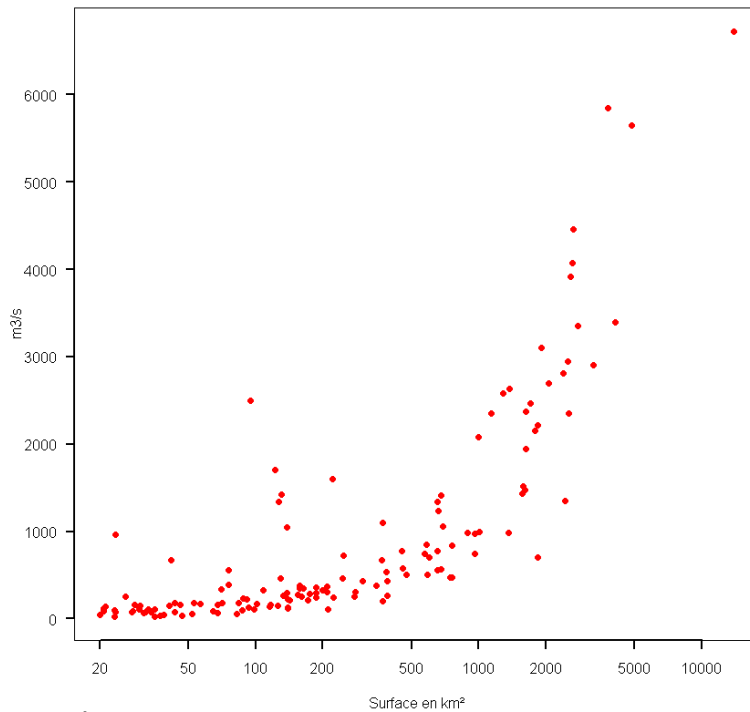


Figure 4-23–Débit en m³/s de la crue de projet en fonction de la superficie du bassin pour les 141 ouvrages

Le classement des bassins versants par leur superficie (Figure 4-23) montre que même si une tendance se dessine il peut y avoir des différences notables pour une même surface. En effet pour la gamme de superficies comprises entre 20 km² et 200 km², 6 points se situent en dehors de la tendance (c.à.d: des crues de projet supérieures à 750 m³/s).

La plupart de ces barrages sont sous influence méditerranéenne : les Cévennes (Mialet), l'Ardèche (Pont de Veyrières, Palisse), les Pyrénées-Orientales (Vinça), l'Hérault (Avène) et donc soumis à de fortes précipitations. Ces bassins ont un débit pseudo spécifique compris entre 20 m³/s/km^{1.6} et 65 m³/s/km^{1.6}.

4.3. Conclusion

Cette partie fait la synthèse des données utilisées pour ce travail de thèse. On compte 2 échantillons composés chacun de 3 groupes de bassins, dont chacun à un rôle précis pour l'étude de la méthode.

-pour l'étude des fréquences courantes

- le premier groupe de bassin permet d'étudier le calage de la méthode et la reconstitution des débits de crue sur une gamme de superficie étendue (2 km² à 110 000 km²) pour les fréquences courantes (échantillon 1-a)
- le deuxième groupe de bassins sert pour la régionalisation du paramètre de modèle hydrologique (échantillon 1-b)
- le dernier groupe permet d'étudier la restitution des quantiles de débit pour les durées de 1 à 72 heures (échantillon 1-c)

-pour l'étude des fréquences extrêmes

- un groupe de bassins appartient aux bassins étudiés dans le cadre du projet ANR Extraflo. Il permet de calculer des critères statistiques de justesse et de robustesse pour étudier le comportement du modèle sur les fréquences rares et extrêmes (échantillon 2-a)
- la confrontation entre les quantiles Shyreg et ceux issus d'autres méthodes est faite sur deux groupes de bassins : un groupe où Shyreg est recalé localement (échantillon 1-b) et un groupe où Shyreg est appliqué dans sa version régionalisée (échantillon 1-c)

Ces échantillons permettront donc d'étudier le comportement de la méthode Shyreg, à la fois en restitution des quantiles de crues courants et en extrapolation vers les valeurs extrêmes.

Pour certains de ces échantillons, l'application systématique de méthodes de prédétermination de crue a été réalisée (ajustements de lois, application de méthode QdF, application de la méthode du Gradex esthétique), afin de pouvoir les comparer aux résultats de Shyreg et de juger de l'apport des différentes modifications effectuées.

5. Etude de l'agrégation de l'information pixelisée

Sommaire

5.1.	Problématique	155
5.1.1.	Etat de l'art de fonctions d'abattement	155
5.1.2.	Le principe de l'abattement des débits	156
5.1.3.	Limite de la formulation initiale	157
5.2.	Evolution de la fonction d'abattement des débits	160
5.2.1.	Nouvelle formulation	160
5.2.2.	Calage « local »	161
5.2.3.	Comparaison d'un abattement régional	163
5.2.4.	Conclusion	165
5.3.	Détermination des coefficients K_p et K_j sur l'ensemble des bassins	166
5.3.1.	Le premier critère : adéquation aux observations	166
5.3.2.	Le deuxième critère : les bornes du modèle hydrologique	168
5.3.3.	Le troisième critère : la régionalisation	168
5.3.4.	Conclusion sur le couple K_p - K_j	169
5.4.	Apport de la nouvelle fonction d'abattement	170
5.4.1.	Analyse des résultats sur les quantiles courants	170
5.4.2.	Analyse des résultats en fonction de la superficie des bassins	171
5.4.3.	Analyse des résultats sur les durées intermédiaires, entre la pointe et 72 h	172
5.4.4.	Analyse des résultats sur le calage de S_0/A	175
5.4.5.	Analyse des bassins en limite de la méthode	176
5.4.6.	Analyse des résultats sur les quantiles extrêmes	182
5.5.	Conclusion sur la nouvelle fonction d'abattement des débits	188

Cette partie traite le problème de l'agglomération des quantiles de débit de crue²⁵. En effet, l'estimation des quantiles de débit à l'exutoire d'un bassin versant nécessite de prendre en compte l'abattement des pluies²⁶ sur le bassin versant et le transfert le long du réseau hydrographique.

Pour cela, une fonction d'abattement des quantiles de débit a été développée dans la région du Sud-Est de la France (Fouchier, 2010), uniquement pour des superficies de quelques centaines de kilomètres carrés. **L'objectif de ce chapitre est d'étendre cette fonction sur l'ensemble de la France métropolitaine ainsi que sur des gammes de superficies plus importantes allant de quelques kilomètres carrés à plusieurs milliers de kilomètres carrés.**

Nous commencerons tout d'abord par étudier les caractéristiques hydrologiques des « grands bassins »²⁷, ce qui nous amènera aux limites de l'actuelle fonction d'abattement. Nous présenterons alors dans un second temps, la nouvelle fonction qui doit répondre à plusieurs objectifs :

- la parcimonie des paramètres
- une bonne restitution des quantiles courants pour toutes les gammes de superficies et sur l'ensemble de la France
- une cohérence des quantiles de débit rares et extrêmes avec ceux estimés par d'autres méthodes de prédétermination

²⁵ Les quantiles de débit de crue sont issus de la mise en œuvre de la méthode Shyreg à l'échelle du kilomètre carré. On dispose de quantiles de débit multi-durée-fréquence au pixel.

²⁶ La pluie n'est pas homogène sur un bassin versant et ne peut être assimilée à une pluie ponctuelle.

²⁷ Le terme grand bassin versant correspond aux bassins dont la superficie est supérieure à 2000 km².

5.1. Problématique

5.1.1. Etat de l'art de fonctions d'abattement

En hydrologie, la notion d'abattement est généralement associée à l'abattement des pluies. On trouve alors dans la littérature de nombreuses études concernant l'abattement des pluies, qui correspond à la décroissance de la lame d'eau précipitée avec la surface de la zone réceptrice. Généralement, sa formulation est de la forme:

$$R(d,S,T) = \frac{P_s(d,S,T)}{P_p(d,T)} \quad (61)$$

Avec P_s la lame d'eau spatiale pour une surface, S et P_p est la lame d'eau ponctuelle de période de retour T et une durée d . R correspond au coefficient de l'abattement des pluies, compris entre 0 et 1.

Ce paragraphe propose une revue bibliographique des fonctions d'abattement appliquées aux pluies.

Le cumul de pluie mesuré localement (par un pluviomètre ou pluviographe) ne peut pas être assimilé au cumul de pluie sur l'ensemble du bassin versant. Les lames précipitées moyennes maximales qui touchent une surface du bassin décroissent avec la superficie : c'est l'abattement spatial des pluies. Or les études hydrologiques (prévision ou prédétermination) ont besoin d'une pluie spatiale. Depuis 1958 les hydrologues ont développé différentes fonctions d'abattement des pluies définies sous l'acronyme ARF qui signifie Areal Reduction Factors (NERC 1975b). Ces fonctions définissent le rapport de la lame d'eau pour une durée déterminée d , une surface de bassin versant S , une période de retour T , sur la lame d'eau ponctuelle de même période de retour T et de même durée d . Si on généralise ces courbes pour des durées différentes, on obtient des courbes Intensité-Durée-Fréquence-Surface (IDFS).

Une des premières études sur l'abattement des pluies a été réalisée aux États Unis dans le Mississippi par le *National Weather Service* (National Weather Service 1958). En France, Roche introduisit une méthode pour transformer une pluie ponctuelle en une pluie de bassin (Roche 1963). Puis ont suivi différentes méthodes pour l'estimation des courbes IDFS ainsi que pour l'estimation des pluies abattues (Bacchi and Ranzi 1996; Bureau 1957; Miller et al. 1973; Myers and Zehr 1980; Omolayo 1993; Rodriguez-Iturbe and Mejía 1974a; Rodriguez-Iturbe and Mejía 1974b). Dans la littérature, on dispose donc de plusieurs études qui ont été réalisées dans différents pays comme aux États-Unis (Allen and DeGaetano 2005a) en Italie (De Michele et al. 2011), en Angleterre (De Michele et al. 2001). En France, on retrouve plusieurs formulations d'abattement suivant les régions : par exemple sur la région parisienne (Boudhraa et al. 2010; Galea et al. 1972; Ministère de l'Agriculture 1980; Roux 1995), le Languedoc-Roussillon (Neppel et al. 2003) et dans les Bouches du Rhône (Gaume et al. 2000; Ramos et al. 2005). Mais le nombre de stations de mesures étant limité spatialement, les hydrologues se tournent depuis quelques années vers l'information radar.

L'information radar fournit directement la lame d'eau après traitement du signal. Plusieurs travaux ont été menés sur l'abattement spatial des pluies (Allen and DeGaetano 2005b; Overeem et al. 2010). Cependant certaines difficultés persistent comme l'erreur dans la conversion du signal en cumul de pluie, le problème des bandes brillantes, l'atténuation du signal à partir d'une certaine distance du radar et enfin les masques créés par les reliefs (Anderson et al. 2006; Diss et al. 2009).

En ce qui concerne l'évolution des débits le long d'un cours d'eau selon la surface drainée, on parlera aussi d'abattement. Cet abattement sur les débits prend en compte deux phénomènes : l'abattement sur les pluies ainsi que le transfert des débits dans le réseau hydrographique, sorte d'abattement hydraulique. Dans ce cas, on s'attend à ce que l'abattement sur les débits soit plus important que celui des pluies. L'objet du paragraphe suivant est de présenter la formulation de l'abattement sur les débits qui est proposée dans la méthode Shyreg.

5.1.2. Le principe de l'abattement des débits

Comme on l'a énoncé dans la présentation de la méthode Shyreg (chapitre 3 paragraphe 3.2.3), l'échelle de travail est le kilomètre carré, maille que l'on appelle pixel. Sur chacun des pixels, on active le générateur de pluie ainsi que la transformation pluie-débit. Pour cela, on utilise une version simplifiée d'un modèle hydrologique GR3H (Yang 1993) (chapitre 3 paragraphe 3.2.2.a). On dispose alors d'une information pixelisée de quantiles de débit multi-durée-fréquence.

Le passage d'une information de débit pixelisé à l'exutoire d'un bassin versant passe par une fonction d'agglomération des quantiles de débits. Cette fonction a été calée sur 160 bassins versants du Sud-Est de la France avec des superficies de moins de 2000 km² (chapitre 3 paragraphe 3.2.3), équations (62) et (63).

$$\text{Pour } d \geq 24 \text{ heures } Q(d, T) = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n} S^{1-\beta(1-\frac{1}{\sqrt{S}})} \quad (62)$$

$$\text{Pour } d < 24 \text{ heures } Q(d, T) = Q(d = 24h, T) + \left[\sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n} - \sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d = 24h, T)}{n} \right] S^{1-\alpha(1-\frac{1}{\sqrt{S}})} \quad (63)$$

Avec :

- S : surface du bassin versant, $\alpha=0,29$ et $\beta=0,04$
- $Q(d,T)$: débit moyen de durée (d) et de période de retour (T), calculé à l'exutoire du bassin versant par la fonction d'abattement

- $\sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n}$: moyenne des débits des pixels de durée d et de période de retour T, contenus dans le bassin.

On a montré dans la partie présentation de la méthode que la formulation de la fonction d'abattement a été utilisée pour appliquer la méthode à d'autres bassins sur l'ensemble du territoire français, chapitre 3 paragraphes 3.2.5 (Organde 2009). Les bassins utilisés pour cette étude régionale avaient des superficies de moins de 2000 km². Le calage de la méthode sur ces bassins et la régionalisation des paramètres qui a suivi (présentation de la méthode Shyreg dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.4 et 3.2.5) a permis d'élaborer une première base de données pixelisées de quantiles de crue sur l'ensemble du territoire français. On peut alors estimer des quantiles de débit sur l'ensemble du réseau hydrographique.

L'objectif des paragraphes suivant est donc de valider ou d'invalider les choix faits sur la fonction d'abattement, sur un échantillon plus important de bassins versants que celui qui a servi à son élaboration, et en particulier sur une gamme de superficies supérieures à 2000 km². Bien que le domaine préférentiel d'application de la méthode concerne les bassins de 10 à 2000 km², on veut pouvoir tester la méthode pour des bassins plus grands, pour lesquels on a généralement des séries de mesures plus longues et valider la méthode vers les fréquences rares.

Ainsi on appliquera la méthode sur 1636 bassins échantillon 1-a paragraphe 4.1.2. On a pour cela distingué 5 classes de superficie : S1 compris [0 km² et 100 km²], S2 compris [100 km² et 1000 km²], S3 compris [1000 km² et 2000 km²], S4 compris [2000 km² et 10 000 km²] et enfin S5 compris [10 000 km² et 100 000 km²] (cf. On analyse les débits par saison (été : juin à novembre, hiver : décembre à mai)).

5.1.3. Limite de la formulation initiale

Afin d'étudier la validité de la fonction d'abattement initialement proposée, on l'a confrontée à des conditions d'utilisation dépassant celles de son élaboration. On a donc examiné l'abattement des débits sur un échantillon de bassins plus grand que celui du climat méditerranéen (voir chapitre 4, paragraphe 4.1.2) et pour une gamme de surfaces de bassins versants plus étendue.

Afin d'évaluer la fonction d'abattement (ou fonction d'agrégation) on est parti de la base de quantiles de débit pixelisés issue d'une première régionalisation (voir chapitre 3, paragraphe 3.2.5.f). A partir de cette base de quantiles, on calcule les quantiles moyens sur l'échantillon des 1636 bassins, que l'on note $Q_{\text{moy}}(d, T)$ et qu'il faudra alors multiplier par la fonction d'abattement pour déterminer le débit à l'exutoire des différents bassins versants, $Q(d, T)_{\text{exutoire}}$.

a. Abattement des débits journaliers

On s'intéresse au quantile de débit journalier décennal, c.à.d. : $T=10$ ans et $d=24h$. On calcule donc à partir de la grille des quantiles pixelisés, les valeurs moyennes sur chaque bassin :

$$Q_{\text{moy}}(d = 24h, T = 10 \text{ ans}) = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^{i=n} q_i(d = 24h, T = 10 \text{ ans}) \right]. \quad (64)$$

Avec :

- $q_i(d=24h, T=10\text{ans})$ est la valeur du quantile de débit journalier sur le $i^{\text{ème}}$ pixel du bassin versant de superficie de $n \text{ km}^2$ et de période de retour $T=10$ ans.

Ensuite, on établit une relation entre le quantile moyen, $Q_{\text{moy}}(d = 24h, T = 10 \text{ ans})$ au pixel et $Q(d = 24h, T = 10\text{ans})_{\text{exutoire}}$ à l'exutoire par une fonction d'abattement $F_{\text{abattement}}(S, \beta)$. Avec β un coefficient à optimiser et S la superficie du bassin. Cette fonction est comprise entre 0 et 1 : 0 signifiant que l'abattement est maximal et 1 qu'il n'y a pas d'abattement.

$$F_{\text{abattement}}(S, \beta) = S^{1-\beta} \left(1 - \frac{1}{\sqrt{S}} \right) \quad (65)$$

$$Q(d = 24h, T = 10 \text{ ans})_{\text{exutoire}} = Q_{\text{moy}}(d = 24h, T = 10 \text{ ans}) S^{1-\beta} \left(1 - \frac{1}{\sqrt{S}} \right) \quad (66)$$

On teste ensuite si le coefficient β de la fonction d'abattement est bien indépendant de la surface, en l'optimisant pour différentes classes de surface. L'exposant, β de la fonction d'abattement est déterminé pour minimiser le critère d'écart relatif entre les 1636 quantiles de débit journalier decennaux « observés » (GEV bornées) et calculée par Shyreg. On détermine pour chaque classe de superficie l'exposant, β optimal (cf. Tableau 19)

Tableau 19—Résultat des exposants β en fonction des 5 classes de superficie pour la saison été pour les 1636 bassins versants

Gamme de surface	S1	S2	S3	S4	S5
Surfaces (km ²)	0-100	100-1000	1000-2000	2000-10000	10000-100000
Nb de bassins versants	507	875	115	109	30
β	0.04	0.04	0.15	0.16	0.10

Pour les gammes de superficie comprises entre 0 et 1000 km², β vaut 0.04. Cette valeur de β correspond à la valeur utilisée actuellement dans la fonction d'agglomération des débits (62). Cependant, on observe que plus la superficie augmente plus β augmente. La valeur la plus forte est $\beta=0.16$ pour les superficies entre 2000 km² et 10 000 km².

En comparant sur la Figure 5-1, la fonction d'abattement (courbe en rouge avec $\beta = 0.04$) et l'abattement avec un exposant plus faible, $\beta = 0.15$ (courbe en bleu) on remarque que la fonction n'abat pas assez sur les superficies de plus de 1000 km².

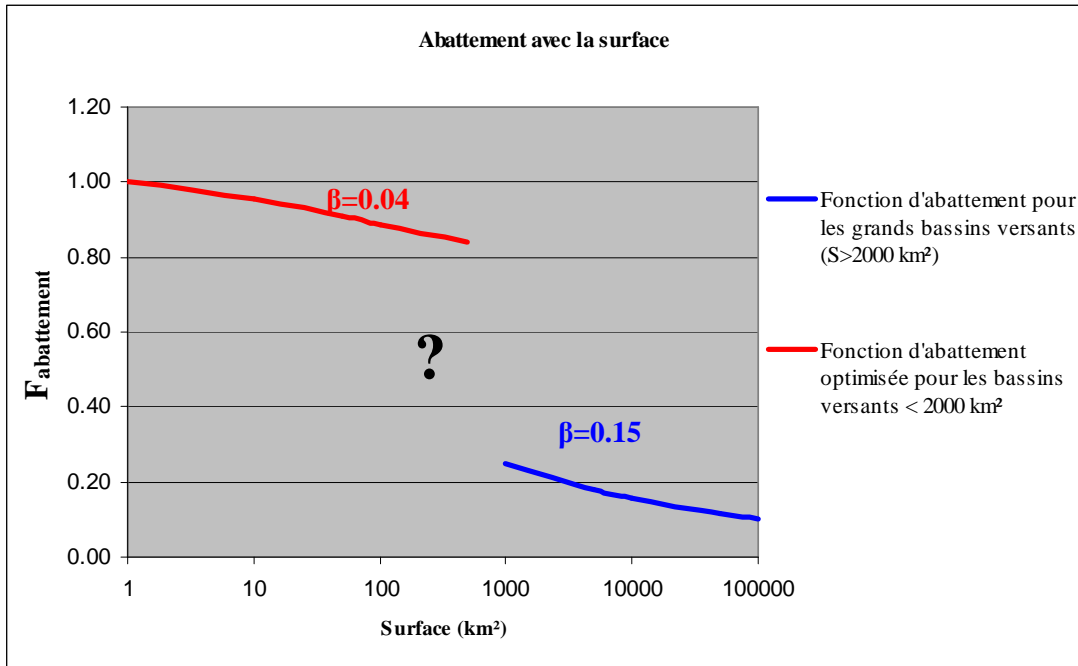


Figure 5-1—Les formules d'abattement en fonction de la superficie des bassins versants pour les quantiles de débit journaliers décennaux

b. Evolution du rapport Q_p/Q_j avec la surface

On étudie les caractéristiques du ratio Q_p/Q_j par classe de superficie. Sur le Tableau 20 on a estimé ce ratio à partir des quantiles estimés par une loi GEV bornée ajustée sur les distributions observées.

Tableau 20—Caractéristiques des ratios Q_p/Q_j en fonction des gammes de surfaces pour la saison estivale pour la période de retour décennale avec une loi GEV bornée ajustée aux observations pour les 1636 bassins versants.

Gamme de surface	S1	S2	S3	S4	S5
Surfaces (km ²)	0-100	100-1000	1000-2000	2000-10000	10000-100000
Nb de bassins versants	507	875	115	109	30
Médiane	1.69	1.35	1.18	1.10	1.00

Les résultats sur les ratios Q_p/Q_j montrent bien que lorsque la surface croît, le ratio Q_p/Q_j diminue. Pour les gammes S4 et S5, les quantiles de débit de pointe et les débits journaliers convergent, le ratio tend vers 1.

Ces valeurs montrent qu'en moyenne les hydrogrammes de crue sont plus « étalés » sur les grands bassins versants que sur les petits bassins versants. Ce phénomène résulte à la fois de l'amortissement de l'onde de crue dans le réseau hydrographique, mais aussi de la désynchronisation (non concomitance des crues) des contributions de chaque sous-bassin versant. Dans ces approches de modélisation hydrologique globale, ce phénomène est alors modélisé par les fonctions de transfert.

Cette observation conduit au fait qu'il faudra plus « abattre » les débits de courte durée que les débits de longue durée.

On s'intéresse aux ratios des quantiles de débit de pointe sur les quantiles de débit journalier (équation (67)) de période de retour décennal à partir de la grille des quantiles pixelisés Shyreg en appliquant la fonction d'abattement initial ($\beta=0.04$ et $\alpha=0,29$, équations (62) et (63)):

$$r = \frac{Q_{\text{exutoire}}(d = 0, T = 10 \text{ ans})}{Q_{\text{exutoire}}(d = 24, T = 10 \text{ ans})} \quad (67)$$

Tableau 21—Résultat des ratios Q_p/Q_j été des quantiles Shyreg décennaux avec la fonction d'abattement initial

Gamme de surface	S1	S2	S3	S4	S5
Surfaces (km ²)	0-100	100-1000	1000-2000	2000-10000	10000-100000
Nb de bassins versants	507	875	115	109	30
r médian	1.88	1.56	1.41	1.35	1.15

Ces ratios directement issus des grilles de quantile Shyreg montrent :

- une tendance à la décroissance avec la surface comme celle détectée pour les ratios obtenus avec les quantiles ajustés localement
- des valeurs plus fortes que celles de ces ratios observés et, ce, quelle que soit la gamme de superficie (pour S5 $r_{\text{médian}}=1.15$ pour Shyreg contre 1 pour les « observés »).

c. Conclusion

On s'aperçoit que la fonction d'abattement utilisée dans la méthode n'abat pas assez les quantiles de débit journalier et les débits de pointe pour les superficies supérieures à 1000 km². On recherche une fonction qui aurait les propriétés suivantes :

- abattre les quantiles de débit pour les durées journalières sur des superficies inférieures à 1000 km² avec $\beta=0.04$
- abattre les quantiles de débit pour les durées journalières sur des superficies supérieures à 1000 km² avec $\beta=0.15$
- pour les superficies $S > 10000 \text{ km}^2$, les quantiles de débit de pointe convergent vers les débits journaliers, $Q_p/Q_j=1$

Le constat que le coefficient β varie avec la surface nous conduit à devoir choisir une autre formulation mathématique pour espérer une formulation unique de l'abattement des débits (en particulier de longue durée) pour toute la gamme de surfaces. Ce point va faire l'objet du paragraphe suivant.

5.2. Evolution de la fonction d'abattement des débits

5.2.1. Nouvelle formulation

La modification à apporter porte principalement sur l'abattement des débits de longue durée (à partir du journalier), correspondant essentiellement à la prise en compte de l'abattement des pluies. C'est pourquoi on a testé une fonction issue de l'abattement des pluies (équation (68)), que l'on a adaptée pour qu'elle soit applicable aux débits (Neppel et al. 2003). L'expression de l'abattement (comprise entre 0 et 1: 0 signifiant que l'abattement est maximal et 1 qu'il n'y a pas d'abattement) est de la forme suivante :

$$\text{Abattement} = \frac{1 + 0,1}{1 + 0,1 \cdot S^{0,5K(1-\frac{1}{\sqrt{S}})}} \quad (68)$$

Nous présentons sur la Figure 5-2, l'abattement obtenu pour différentes valeurs du coefficient K.

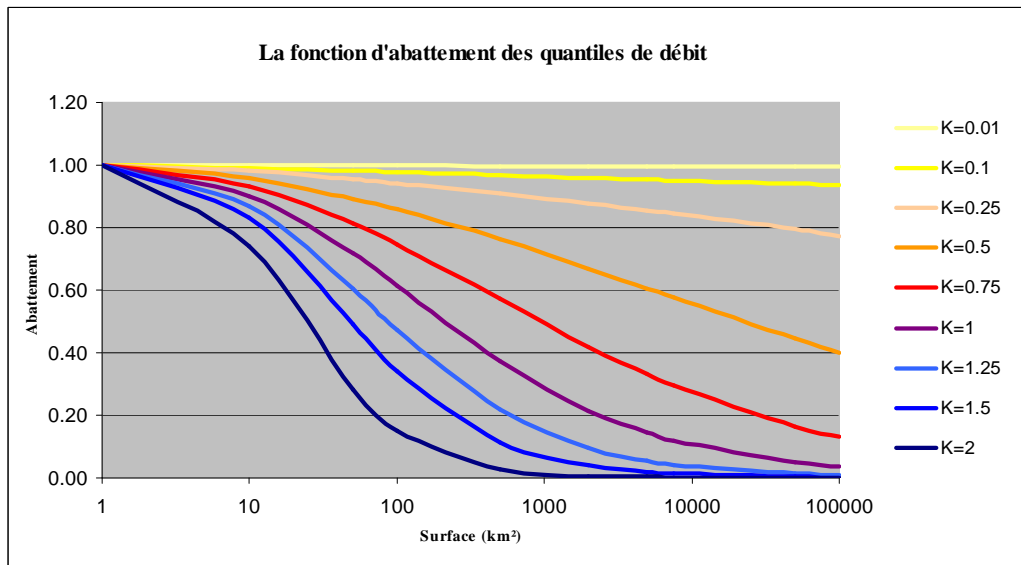


Figure 5-2—La fonction d'abattement des quantiles de débit pour différentes valeurs de K

Les expressions de la fonction d'abattement des quantiles de débit suivant les durées étudiées sont de la forme :

$$\text{Pour } d \geq 24 \text{ heures } Q(d, T) = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n} S \frac{1.1}{1 + 0.1 S^{0.5K_j(1-\frac{1}{\sqrt{S}})}} \quad (69)$$

$$\text{Pour } d < 24 \text{ heures } Q(d, T) = Q(d = 24h, T) + \left[\sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d, T)}{n} - \sum_{i=1}^{i=n} \frac{q_i(d = 24h, T)}{n} \right] S \frac{1.1}{1 + 0.1 S^{0.5K_p(1-\frac{1}{\sqrt{S}})}} \quad (70)$$

Avec S, superficie du bassin versant et K un coefficient à optimiser selon les durées. On nomme ce coefficient K_p, pour les quantiles de débit dont la durée est inférieure à 24h, et K_j pour les quantiles dont la durée est supérieure ou égale à 24h.

5.2.2. Calage « local »

Dans un premier temps on a optimisé les paramètres de la fonction d'agglomération (Kp et Kj) sur chacune des 1636 stations, échantillon 1-a paragraphe 4.1.2. **Cette première optimisation doit permettre d'évaluer la plage de variation de ces coefficients** suivant le même principe d'optimisation présenté dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.4. On détermine, sur chaque bassin, le jeu de paramètres (S0/A et Kp et Kj) dont le critère d'écart relatif moyen est le plus faible. Le critère d'écart correspond à la moyenne des écarts relatifs calculés en valeur absolue sur les débits. Les débits sont pour chaque saison (été et hiver) les quantiles de débit de pointe et journalier de période de retour 2, 5 et 10 ans « observés²⁸ » et Shyreg.

$$E = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^{i=6} \frac{|Q_{\text{observé}_i} - Q_{\text{shyreg}_i}|}{Q_{\text{observé}_i}} \quad (71)$$

La répartition spatiale des résultats de l'optimisation locale des coefficients Kp et Kj est présentée sur les cartes suivantes pour la saison « hiver » (cf. Figure 5-3, Figure 5-4).

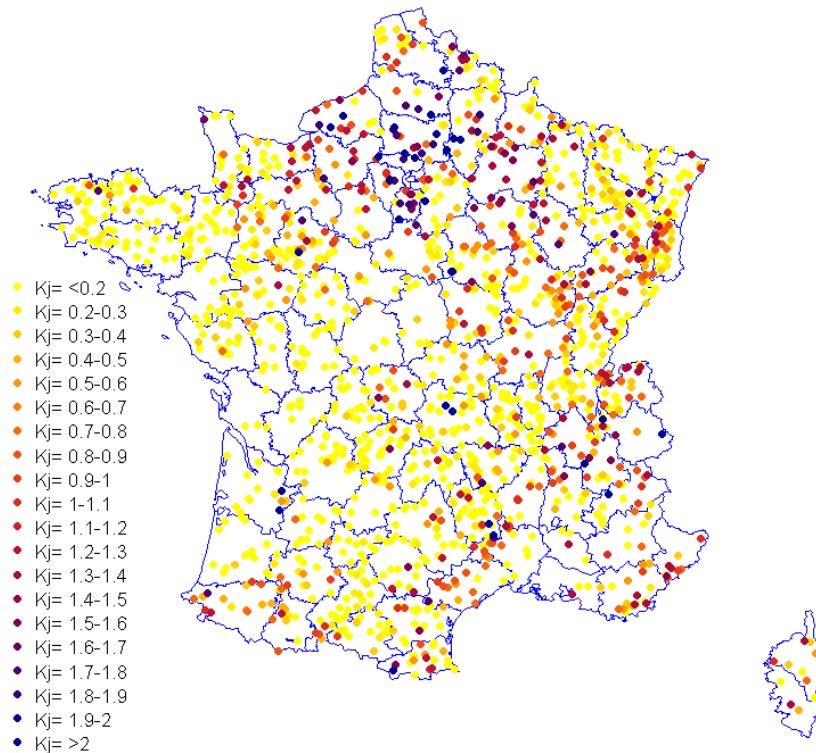


Figure 5-3—Cartes de France des coefficients Kj optimisés bassin par bassin pour l'hiver

²⁸ Pour simplifier, on appelle quantiles de débit observés, les quantiles issus d'un ajustement statistique (GEV bornée) sur les observations pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans (chapitre 4).

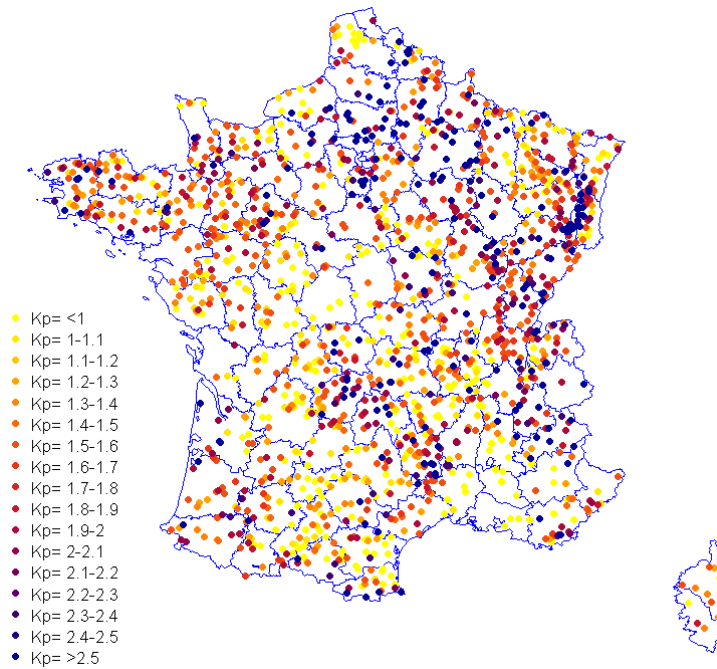


Figure 5-4–Cartes de France des coefficients K_p optimisés bassin par bassin, pour l'hiver

Les résultats des optimisations du couple (K_p - K_j) est résumé dans le Tableau 22. On estime aussi le critère de Nash-local entre les quantiles « observés » et simulés : pour les débits de pointe et les débits journaliers et pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans et pour les deux saisons, soit 12 valeurs.

Tableau 22–Les résultats des optimisations locales des coefficients K_p et K_j et $S0/A$ par bassin versant et le critère de Nash.

	K_j-hiver	K_p-hiver	K_j-été	K_p-été	Nash
minimum	0.10	0.10	0.10	0.10	-248.00%
1ere quartile	0.10	1.10	0.10	1.10	97.00%
moyenne	0.45	1.58	0.45	1.56	97.00%
médiane	0.20	1.50	0.20	1.40	98.00%
3ème quartile	0.60	1.90	0.50	1.90	99.00%
maximum	3.50	3.50	3.50	3.50	100.00%

Les critères de Nash-locaux sont satisfaisants car la valeur du premier quartile est de 97% ce qui signifie que 3 bassins sur 4 (soit 1200 bassins) ont un critère de Nash-locale supérieur à 97% (Tableau 22). **Les résultats entre les coefficients d'abattement K_p et K_j saisonniers ne montrent pas de différence importante. On note que la plage des coefficients K_j se situe entre 0.1 et 0.6 et les coefficients K_p entre 1.1 et 1.9.** Les débits de pointe sont plus fortement abattus que les débits journaliers. Cette tendance s'explique par la formulation de l'abattement. Les quantiles pour les durées inférieures à 24 heures sont estimés à partir des quantiles journaliers. On additionne à ce dernier la différence entre les quantiles de débit de pointe et journalier moyen du bassin, abattue avec le coefficient K_p . La valeur du coefficient K_p étant supérieur à K_j , l'abattement du ratio Q_p/Q_j tend rapidement vers 1.

La répartition spatiale des résultats sur les coefficients K_j (cf. Figure 5-3) montre des coefficients plus forts sur le Bassin Parisien avec des valeurs de K_j comprises entre 1 et 1.5. Les quantiles de débit journalier sont plus fortement abattus que sur les autres régions.

La Figure 5-4 montre des régions où le coefficient K_p est supérieur à 2, notamment sur la façade Est de la France (départements du Haut-Rhin, Vosges, Doubs, Jura, Ain, Isère). Lorsque le coefficient K_p augmente, les débits de pointe sont abattus plus fortement et tendent vers les débits journaliers (c.à.d. $Q_p=Q_j$).

5.2.3. Comparaison d'un abattement régional

L'option d'optimiser les valeurs de K_p et K_j pour chaque bassin n'est pas une finalité puisqu'elle revient à rajouter deux paramètres dans la modélisation hydrologique. De plus ces deux paramètres risquent d'être redondants et de provoquer des dépendances entre eux et avec S_0/A lors de l'optimisation.

L'objectif est de fixer les valeurs de ces paramètres. Pour cela deux zones ont été choisies au comportement climatique et hydrogéologique différent : le Bassin Parisien et les départements de l'Aude et l'Hérault.

A partir de la Figure 5-3, on détermine les bassins versants qui entrent dans la zone d'étude. Puis on détermine sur chacune la moyenne des coefficients K_j , \bar{K}_j

Dans le Bassin Parisien, on dispose de 104 stations, dont le coefficient $\bar{K}_j=1.1$ et dans les départements de l'Aude et de l'Hérault de 35 stations dont le coefficient $\bar{K}_j=0.5$ (Figure 5-5)

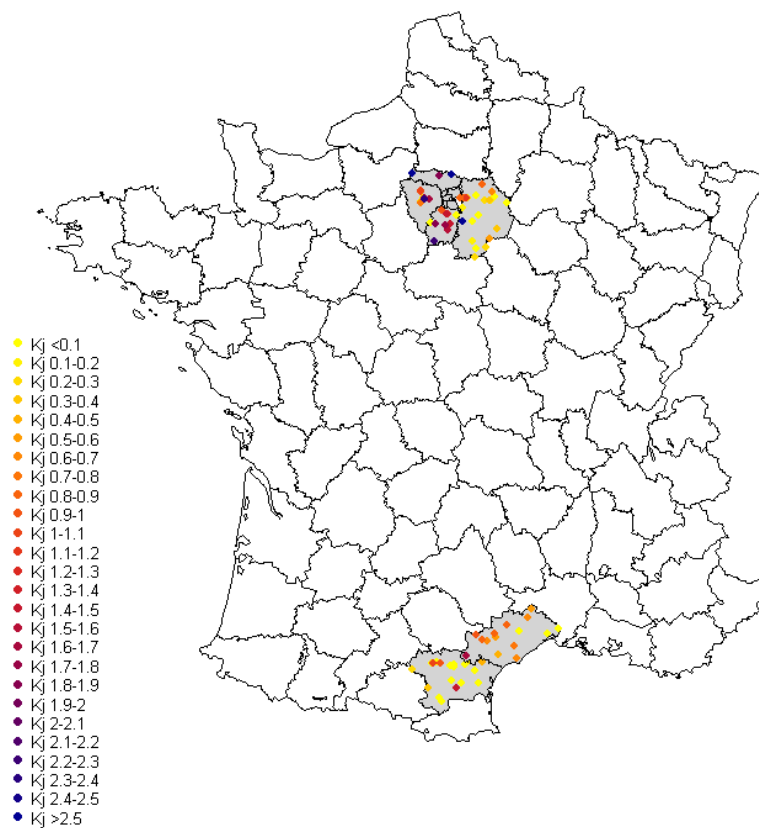


Figure 5-5—Carte de France des stations hydrométriques des 2 zones étudiées

Avec ces deux valeurs de coefficient, on compare les abattements de débit à celui des pluies. Pour cela, nous utilisons la formulation de Neppel pour la région Languedoc-Roussillon (Neppel et al. 2003) et pour le Bassin Parisien (Boudhraa et al. 2010; Galea et al. 1972). Pour les deux régions, la durée journalière et la fréquence décennale sont prises comme références.

Les fonctions d'abattement sur les pluies sont de la forme suivante :

$$\text{la région L-R : } R = \left[\frac{S}{151} + 1 \right]^{-0.255} \quad (72)$$

$$\text{la région du Bassin Parisien : } R = \exp - \left[\frac{S^{0.5}}{14.8 + \frac{7.7}{T} + 7.6 \frac{t}{T^{0.4}}} \right] \quad (73)$$

Avec :

- t : durée 1 h < t < 24 h
- T : période de retour en année, 2 ans < T < 10 ans
- S : superficie du bassin versant en km², 1 < S < 200 km²

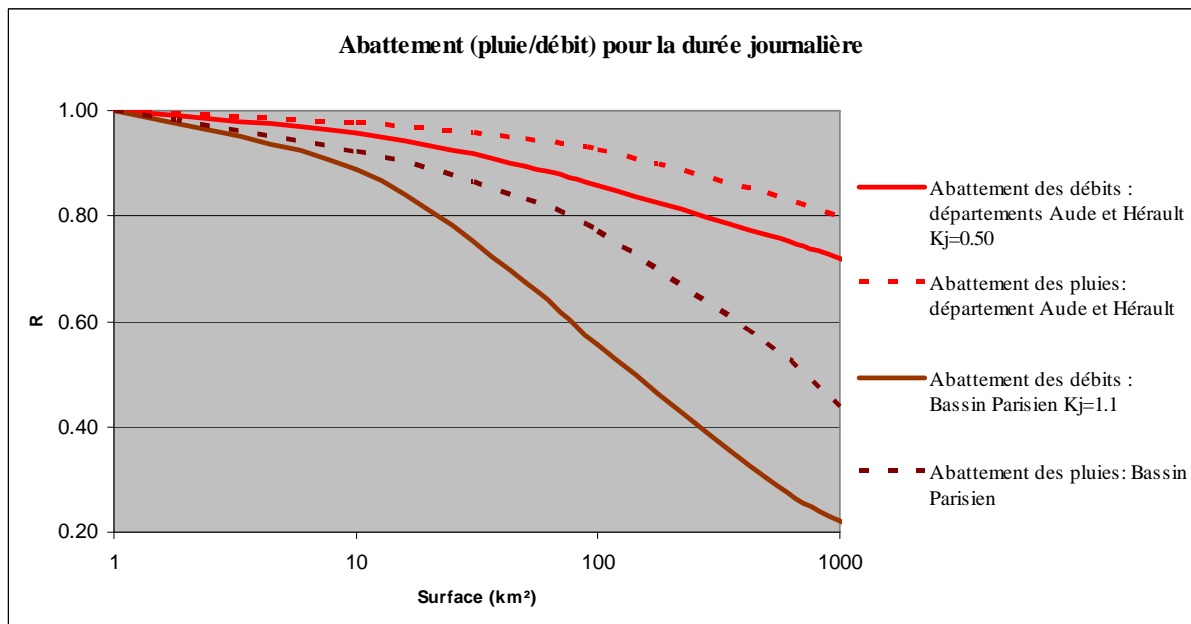


Figure 5-6—Etude de l'abattement des pluies et des débits pour les durées journalières et pour la période de retour décennal sur le Bassin Parisien et la région Languedoc-Roussillon.

Ces deux exemples montrent bien une tendance régionale. Que ce soit pour les pluies ou les débits, l'abattement est plus fort sur le Bassin Parisien que sur les départements de l'Aude et de l'Hérault Figure 5-6. Sur les deux régions, l'abattement sur les débits est plus important que celui des pluies et c'est ce que l'on attendait.

L'objectif n'était pas de régionaliser les paramètres de la fonction d'abattement des débits (Kj et Kp) mais d'étudier leur variabilité sur la France. Dans un deuxième temps, on va fixer les paramètres sur l'ensemble du territoire et faire porter cette variabilité sur la production, S0/A.

Pour cela, le couple Kp et Kj choisi doit permettre de se rapprocher au mieux des quantiles « observés », tout en garantissant une bonne représentativité du paramètre S0/A restant à optimiser. Le choix du couple de paramètres Kp-Kj unique doit donc respecter les objectifs présentés au début du chapitre, à savoir la bonne restitution des quantiles et la facilité à régionaliser la méthode (à travers la régionalisation du paramètre S0/A).

5.2.4. Conclusion

Cette première étude de la variabilité des coefficients K_p et K_j permet de conclure sur deux points :

- la variabilité saisonnière montre seulement 8% d'écart entre les valeurs médianes des coefficients K_p et K_j . (Tableau 22 K_j -hiver-médian=0.51 et K_j -été-médian=0.47, soit 8% d'écart). On peut faire l'hypothèse que les coefficients K_p et K_j sont indépendants de la saison.
- la plage de variation des coefficients K_p et K_j se situent entre 0.1 et 0.6 pour K_j et 0.1 et 1.9 pour K_p (Tableau 22).
- on observe des tendances régionales d'abattement des pluies et des débits. La prise en compte de la variabilité des coefficients K_p et K_j fera l'objet d'études complémentaires (Maire 2011).

Par la suite, le couple K_p - K_j sera choisi comme constant sur l'ensemble de la France. Pour cela, on s'assure que ce couple de valeurs permette de se rapprocher au mieux des quantiles « observés » mais aussi d'éviter les valeurs S_0/A « limites » ($S_0/A=0$ ou 1), qui représentent les bornes du modèle.

5.3. Détermination des coefficients K_p et K_j sur l'ensemble des bassins

Pour la détermination du couple K_p - K_j , trois critères sont retenus, liés aux objectifs de l'approche :

- un critère d'adéquation, lié au calcul de l'écart relatif (paragraphe 5.3.1) entre les quantiles de débit « observés » et les quantiles des débits simulés par la méthode. C'est la capacité de la méthode à bien reproduire les quantiles estimés, à partir de l'unique paramètre $S0/A$.
- un critère sur les bornes du modèle hydrologique (paragraphe 5.3.2). On cherchera à réduire les cas où la méthode est en « limite », voire en échec. C'est le cas lorsqu'elle n'arrive pas à trouver des paramètres pertinents lors de l'optimisation. Ce critère s'estime à partir du pourcentage de bassins dont le paramètre $S0/A$ optimisé est associé à une borne du paramètre (0 ou 1)
- et enfin un critère de régionalisation, lié à la facilité d'expliquer la variabilité du paramètre $S0/A$ (paragraphe 5.3.3).

5.3.1. Le premier critère : adéquation aux observations

Dans cette partie, sont analysés les résultats des optimisations de $S0/A$ en fixant K_p et K_j sur l'ensemble de la France. Les valeurs fixées pour K_p sont comprises entre 1,2 et 2,2 et pour K_j entre 0,1 et 0,8. On distingue les deux saisons l'été et l'hiver. Pour chaque couple K_p - K_j on optimise la valeur de $S0/A$ sur chacun des 1636 bassins, échantillon 1-a paragraphe 4.1.2, en minimisant le critère d'écart relatif moyen calculé sur les 6 quantiles de crue, les débits de pointe et les débits journaliers (paragraphe 3.2.4).

On représente sur la Figure 5-7, la moyenne de ces critères associée à chaque couple (K_p - K_j). Par exemple sur la Figure 5-7 de gauche (été), on constate un critère d'écart moyen pour $K_j=0.4$ et $K_p=1.4$ de l'ordre de 10%.

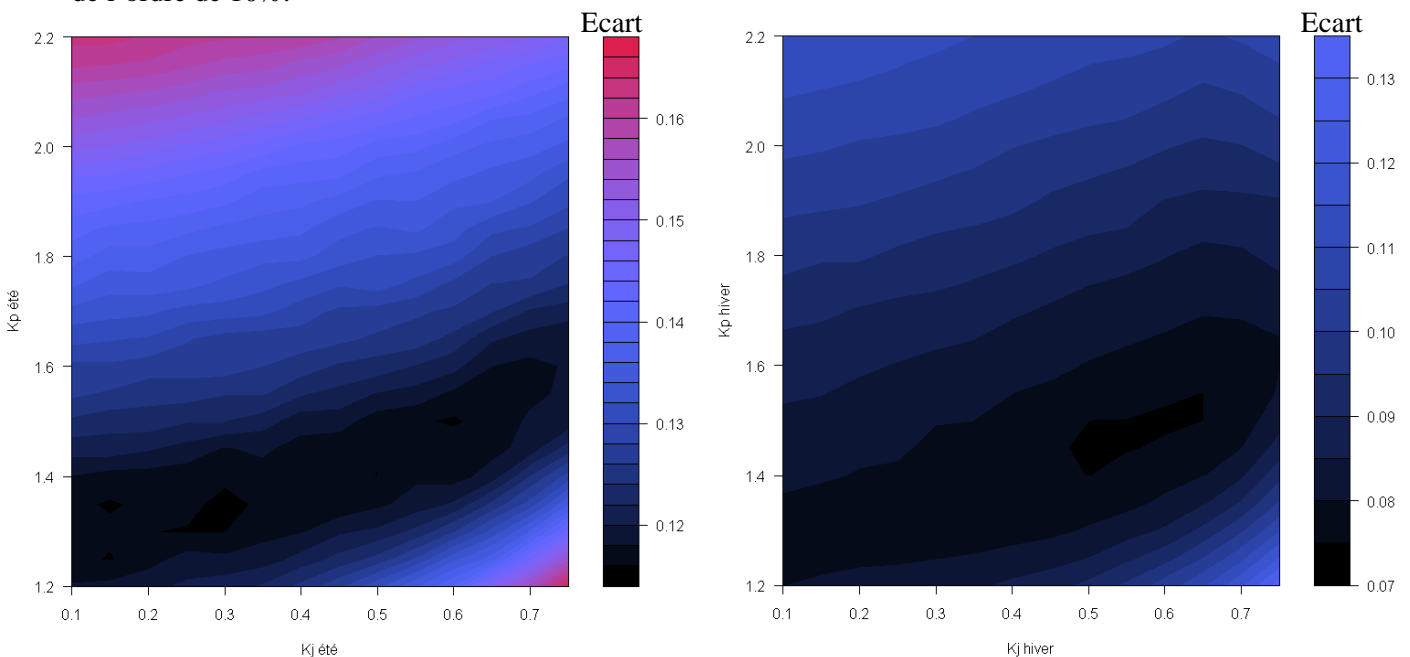


Figure 5-7—Les écarts moyens en fonction K_p et K_j , à gauche pour l'été et à droite pour l'hiver, pour les 1636 bassins versants.

On repère sur la Figure 5-7, que les écarts relatifs moyens les plus faibles se situent pour les couples associés aux valeurs K_p appartient à $[1.2, 1.5]$ et K_j appartient à $[0.2, 0.7]$. Pour l'instant, il n'est pas possible de choisir les valeurs des couples.

Sur les graphiques de la Figure 5-8, on présente la valeur de $S0/A$ moyennée sur les 1636 bassins, pour chaque couple K_p - K_j .

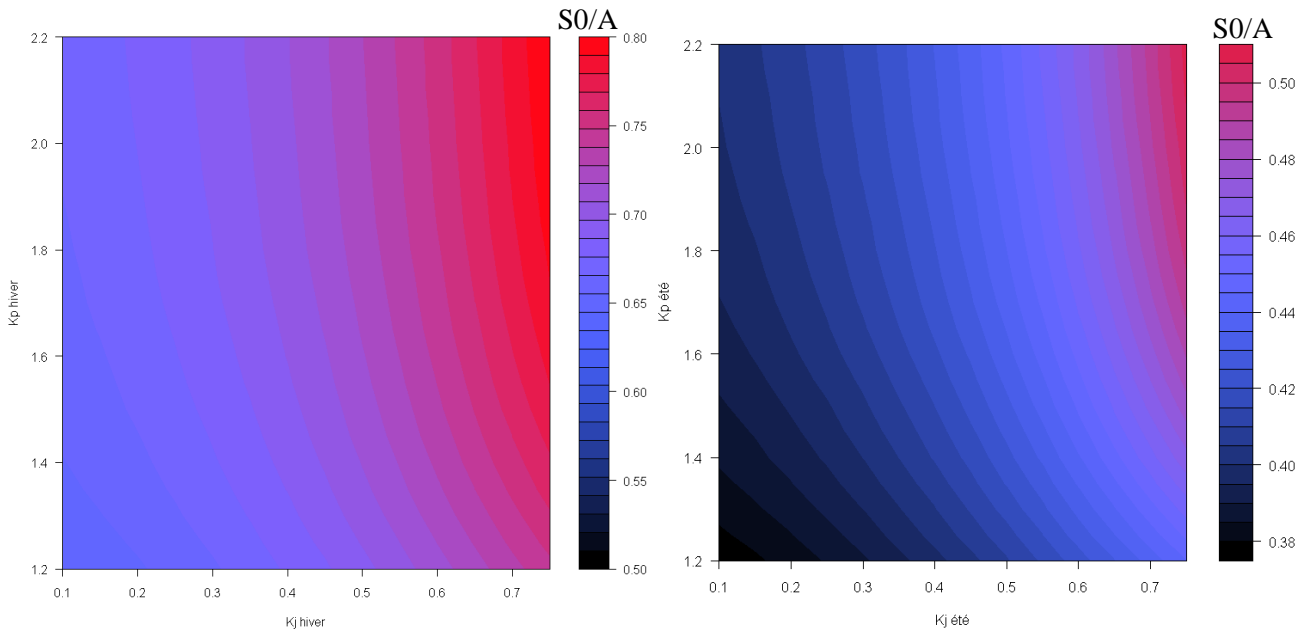


Figure 5-8—Les valeurs moyennes de $S0/A$ en fonction des coefficients K_p et K_j à droite pour l'été et à gauche pour l'hiver, pour les 1636 bassins versants.

On note que plus le couple K_p - K_j augmente, plus les valeurs de $S0/A$ ont tendance à augmenter (cf. Figure 5-8). Plus le couple K_p - K_j augmente, plus l'abattement augmente. Cet accroissement de l'abattement convient à certains bassins mais pas pour d'autres qui doivent compenser en augmentant leur production. Celle-ci correspond à une hausse de la production et par conséquent des valeurs de $S0/A$, pour retrouver des quantiles « corrects ».

On voit là l'effet de compensation entre le paramètre K_j et le paramètre de production $S0/A$: les courbes d'iso-valeurs de $S0/A$ sont presque parallèles à l'axe des ordonnées. **On remarque bien que le coefficient K_p a peu d'action sur $S0/A$ car il n'a pas de rôle de production, mais plutôt un rôle de transfert (influence sur le rapport Q_p/Q_j).**

5.3.2. Le deuxième critère : les bornes du modèle hydrologique

Pour déterminer la valeur de K_j la plus pertinente, on estime le nombre de bassins versants pour lesquels $S0/A=0$ ou $S0/A=1$ (cf. Figure 5-9).

Ces deux valeurs représentent les limites du modèle hydrologique.

- Si $S0/A=0$: une faible production vient compenser un abattement insuffisant
- Si $S0/A=1$: une forte production vient compenser un trop fort abattement des quantiles

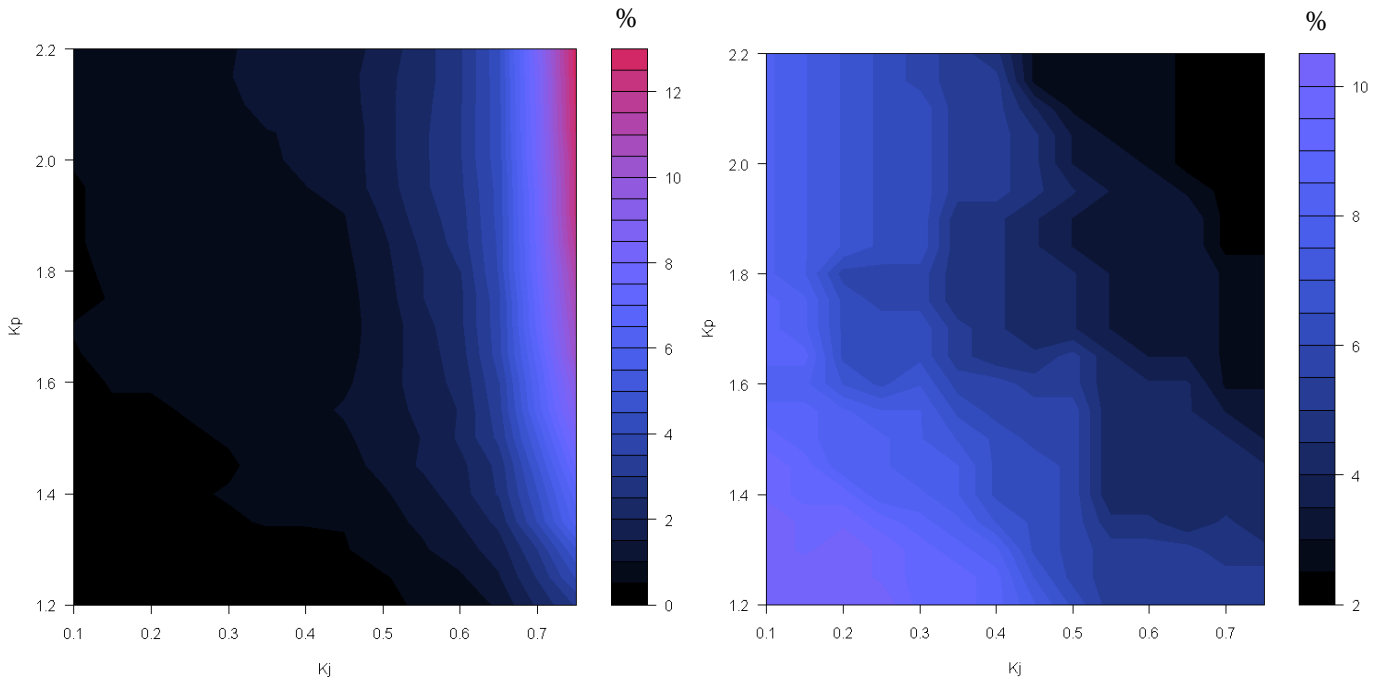


Figure 5-9—Le pourcentage de bassins versants dont $S0/A=1$ (à gauche) et $S0/A=0$ (à droite) en fonction de K_p et K_j , pour les 1636 bassins versants.

On remarque que le nombre de bassins pour lesquels $S0/A=1$ croît lorsque K_j augmente (cf.

à gauche). Néanmoins, lorsque K_j diminue, le nombre de bassins versants pour lesquels $S0/A=0$ augmente (cf. Figure 5-9 à droite). Mais on note que cette augmentation des bassins pour lesquels $S0/A=0$ est moins importante que $S0/A=1$: le nombre maximum de bassins versants pour lesquels $S0/A=0$ est inférieur à 5% contre 10% pour $S0/A=1$.

On limite la variabilité du paramètre K_j entre 0.3 et 0.6. Au contraire K_p ne présente pas de contrainte après étude de cette variable, car il a peu d'action avec $S0/A$.

5.3.3. Le troisième critère : la régionalisation

Dans cette partie on examine la capacité du modèle hydrologique à être régionalisé. Dans ce cas on évalue la capacité qu'a le paramètre $S0/A$ (unique paramètre sur lequel porte la régionalisation) à être expliqué par des caractéristiques morphologiques et environnementales du bassin versant. La capacité sera déterminée à l'aide de régressions linéaires multiples avec 3 des 18 variables explicatives (cf. chapitre 3 sur la régionalisation 3.2.5). Pour chaque couple K_p - K_j est déterminé le coefficient de corrélation linéaire entre $S0/A$ et 3 des 18 variables (voir Figure 5-10). On teste donc toutes les combinaisons possibles pour 3 variables parmi les 18 et on retient la meilleure.

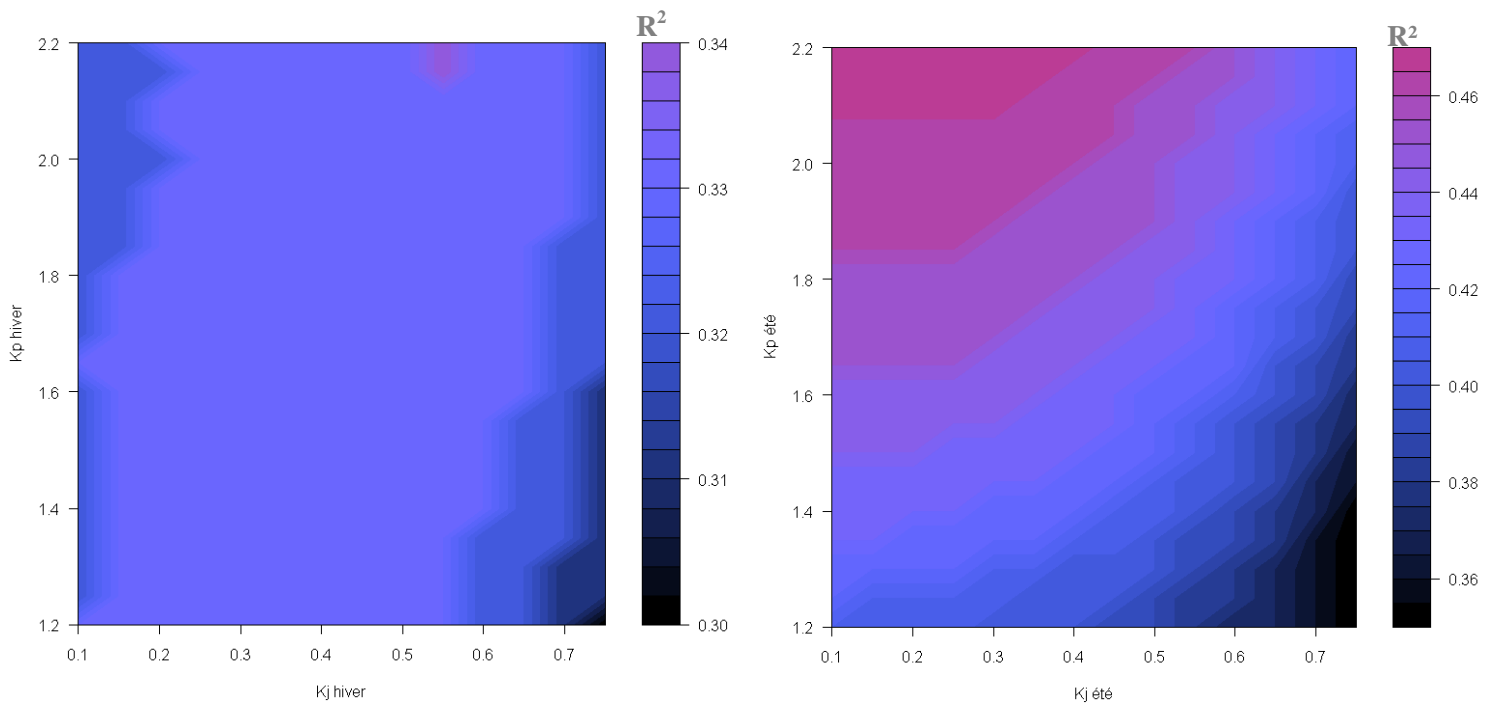


Figure 5-10—Résultats des régressions linéaires, R^2 , pour différentes valeurs de K_p et K_j , à gauche pour l'hiver et à droite pour l'été, pour les 1636 bassins versants

Pour la saison hiver, la variabilité de $S0/A$ est moins reliée aux variables explicatives que pour la saison estivale. Le coefficient de corrélation linéaire, R^2 , pour l'hiver, est compris entre 30 % et 34 % alors que pour l'été on dépasse les 46 % pour des couples $K_p=2-K_j=0.2$.

On remarque que l'explication de la variable $S0/A$, pour l'été, est fonction de K_p et K_j et qu'elle impose une gamme plus restreinte dans la variabilité du couple K_p-K_j . Pour le choix du couple K_p-K_j , on exclut les zones $K_j > 0.5$ et $K_p < 1.3$ car les R^2 deviennent trop faibles.

5.3.4. Conclusion sur le couple K_p-K_j

Au final, on retient que K_p appartient à $[1.3, 1.5]$ et K_j appartient à $[0.3, 0.5]$. Par la suite, les coefficients K_p et K_j constants seront imposés avec $K_p=1.4$ et $K_j = 0.5$.

Les paragraphes suivants traitent de :

- la restitution des quantiles de débit sur les fréquences faibles sur l'ensemble des bassins et sur les fréquences rares et extrêmes sur 3 bassins versants
- la restitution des quantiles de débit sur les fréquences faibles en fonction de la gamme de superficie
- la restitution des quantiles de débit sur les fréquences faibles pour les durées intermédiaires

5.4. Apport de la nouvelle fonction d'abattement

5.4.1. Analyse des résultats sur les quantiles courants

A la lumière des résultats présentés précédemment, on a imposé les coefficients K_p à 1.4 et K_j à 0.5 sur l'ensemble de la France. On cale la méthode localement : on détermine la production sur chacun des bassins versants pour se rapprocher au mieux des débits « observés » (chapitre 3 paragraphe 3.2.5). On détermine un critère de Nash-global entre les quantiles « observés » et les quantiles Shyreg de l'ensemble des bassins de l'échantillon 1-a (Nash-global sur 1636 valeurs) pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans et les débits de pointes et journaliers (Tableau 23).

Tableau 23—Les résultats sur les critères de Nash-globaux avec la nouvelle fonction d'abattement.

T	Hiver		Été	
	QJ	Qp	QJ	Qp
2 ans	99.60%	98.80%	99.00%	97.70%
5 ans	99.90%	99.10%	99.80%	98.20%
10 ans	99.60%	98.90%	99.10%	97.50%

De façon globale, les résultats sont satisfaisants (Nash-global≈99 %) quelles que soient leur durée et leur période de retour.

On examine les critères de Nash-locaux calculés par bassin versant entre les 12 quantiles simulés et « observés », correspondant aux débits de pointe et les débits journaliers de période de retour 2, 5 et 10 ans des deux saisons (été et hiver) (voir Figure 5-11)

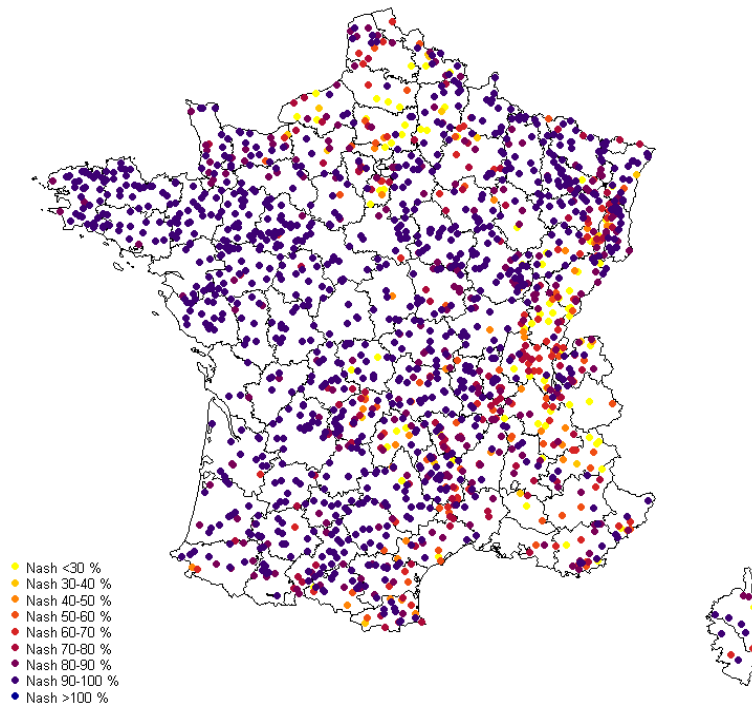


Figure 5-11—Répartition géographique des critères de Nash-locaux des 1636 bassins, échantillon 1-a paragraphe 4.1.2, sur la France métropolitaine avec la nouvelle fonction d'abattement. La méthode est recalée localement avec les coefficients K_p et K_j fixent.

On remarque deux zones distinctes où les critères locaux sont inférieurs à 50 %. La première correspondant au Bassin Parisien ainsi que la Seine-Maritime, Eure et le Calvados, la seconde située dans sur la façade Est de la France (Doubs, Jura, Haute-Savoie, Savoie, Hautes-Alpes, Alpes-de-Haute-Provence, Vaucluse, Isère). Sur les autres régions de France, les résultats sont satisfaisants puisque les critères de Nash-locaux sont supérieurs à 80 %.

5.4.2. Analyse des résultats en fonction de la superficie des bassins

La Figure 5-12 représente les distributions du critère de Nash-locaux (calculé sur 12 valeurs) pour les 5 classes de superficie, issus de la nouvelle fonction d'abattement et de l'ancienne. **L'objectif est de montrer que la fonction d'abattement est adaptée pour l'ensemble des gammes de superficie.**

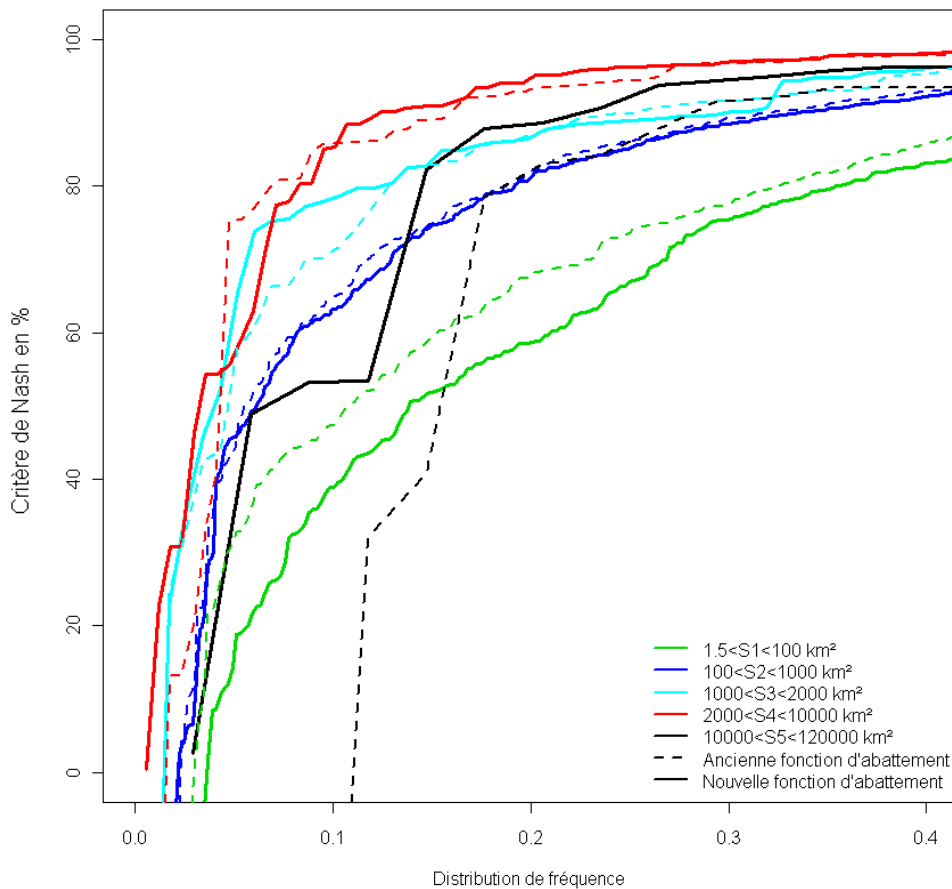


Figure 5-12—Les distributions de fréquence du critère de Nash-local pour différentes gammes de superficies entre l'ancienne fonction d'abattement et la nouvelle. La méthode est recalée localement avec les coefficients K_p et K_j fixes sur les 1636 bassins versants.

On observe les distributions les plus mauvaises avec la nouvelle fonction d'abattement pour la gamme de superficie S1. Pour la gamme de superficie S2, les deux fonctions ont les mêmes résultats. La nouvelle fonction d'abattement présente de meilleurs résultats, surtout pour la gamme de superficie S5. Au final, la nouvelle fonction d'abattement est plus performante que l'ancienne pour les gammes de superficie S4 et S5.

5.4.3. Analyse des résultats sur les durées intermédiaires, entre la pointe et 72 h

Dans ce paragraphe, on étudie les quantiles de débit Shyreg pour différentes durées (durées comprises entre 0h et 72 h) et pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans, puis on compare avec ceux de l'approche QdF convergent (Javelle 2001) (Cette méthode est décrite dans le chapitre 2 paragraphe 2.3.6)

La méthode Shyreg est calée localement (détermination de la production sur chacun des bassins versants, S0/A) et annuellement soit 1 valeur de production, S0/A. Les quantiles de débit de pointe et débit journalier de période de retour 2, 5 et 10 ans fournis par l'ajustement d'une loi GEV bornée servent à caler la méthode Shyreg.

Cette étude a été réalisée sur l'échantillon 1-c (640 bassins) décrit au chapitre 4 paragraphe 4.1.4. Dans cette partie, le critère de qualité du Nash-local borné (équation(56)) est choisi car il a un domaine variation qui s'étend de -100 % à +100% (Mathevet et al. 2006). Il rend plus facile la comparaison de modèle dans ce chapitre. On rappelle que l'on compare les quantiles QdF avec les quantiles Shyreg.

La Figure 5-13 représente les distributions Shyreg pour les durées comprises entre $d=0h$ et $d=72h$ sur la station de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu (code hydro= Y1564010, $S= 586 \text{ km}^2$)

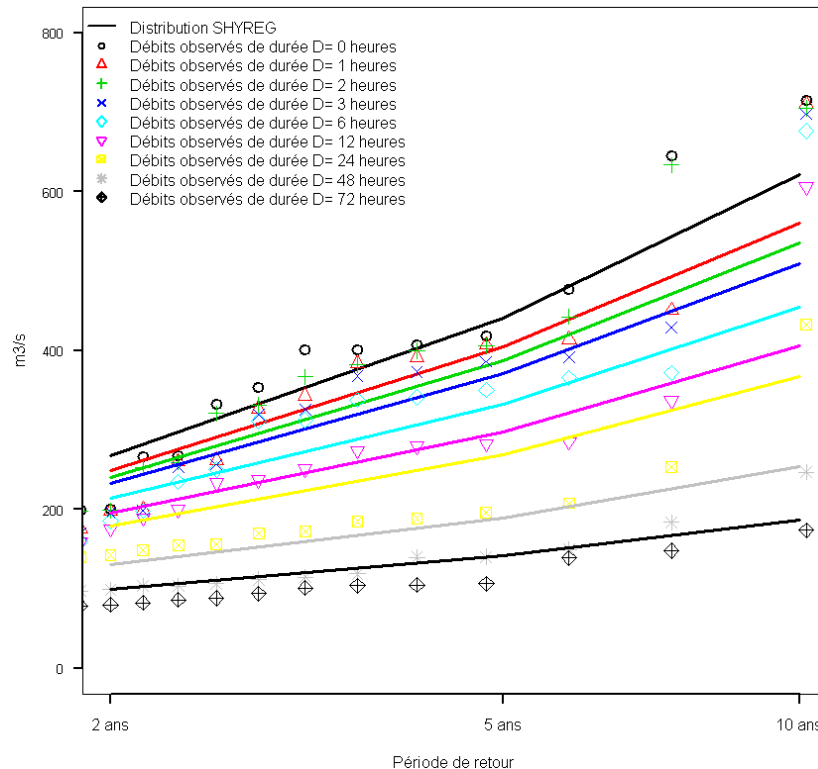


Figure 5-13—Etude des distributions de fréquence des débits Shyreg pour les durées (de $d=0h$ à $d=72h$) et pour les périodes de retour ($T=2, 5$ et 10 ans). Exemple de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu (code hydro= Y1564010, $S= 586 \text{ km}^2$). Les débits observés sont représentés par les différents sigles.

En estimant un critère de Nash-local entre les quantiles Shyreg et QdF avec 27 valeurs²⁹, on obtient un Nash-local de 94%. On généralise à l'ensemble des bassins et on trace les distributions en fréquence des critères de Nash-locaux bornés Figure 5-14.

²⁹ Le critère de Nash est estimé pour 9 durées (du débit de pointe au débit moyen de durées 1h, 2h, 3h, 6h, 12h, 24h, 48h et 72h) et pour chacune de ces durées pour 3 fréquences ($T=2, 5$ et 10 ans). Au final, le critère de Nash est estimé sur 27 valeurs.

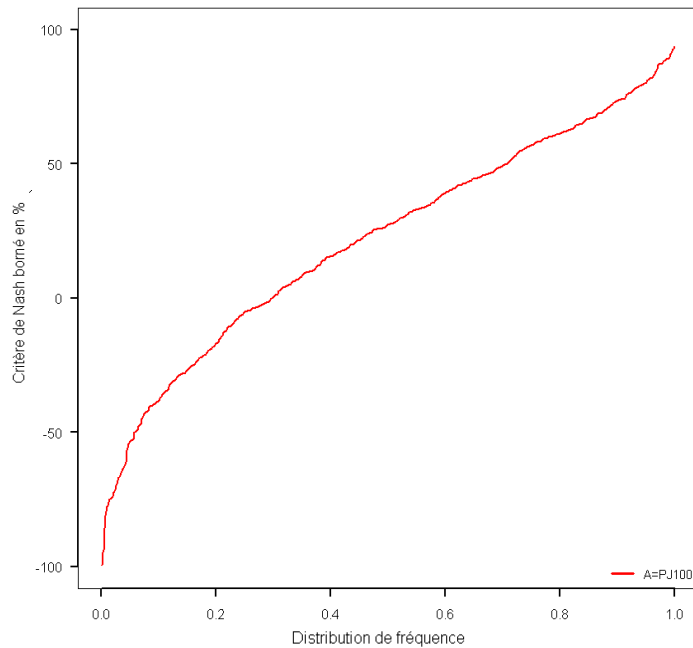


Figure 5-14—Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné entre les quantiles QdF et les quantiles Shyreg pour différentes périodes de retour et durée sur les 640 bassins versants.

La distribution de fréquence du critère de Nash-local, montre que seulement 75% des bassins versants ont des critères de Nash-locaux supérieurs à 60%. Ce critère est alors représenté sur la Figure 5-14.

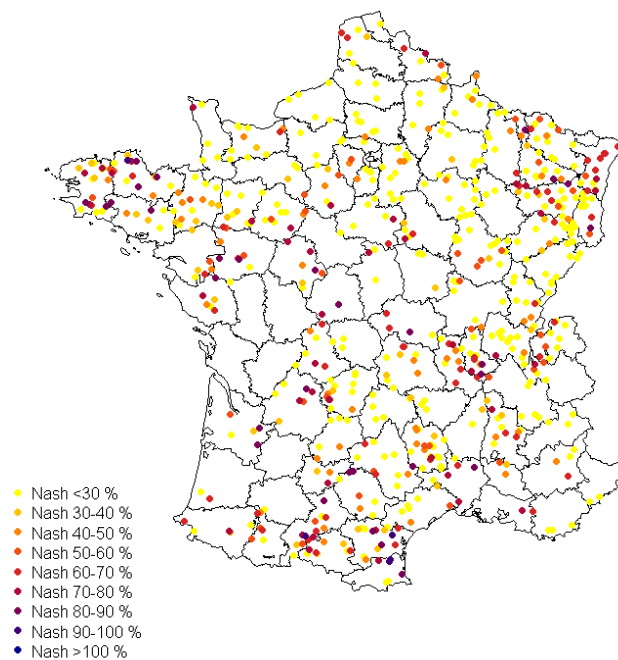


Figure 5-15—Répartition géographique du critère de Nash-local borné estimé entre les quantiles QdF et les quantiles Shyreg pour différentes périodes de retour et durée avec un échantillon de 640 bassins sur la France métropolitaine

La localisation des bassins dont le critère de Nash-local est supérieur à 30% est répartie sur la région Bretagne, les Pyrénées-Orientales, le ballon d'Alsace et le Rhône.

Les Figure 5-16 et Figure 5-17 représentent les quantiles de débit de la méthode Shyreg en fonction de la méthode QdF (en vert pour les périodes de retour, T=2ans, en rouge pour T=5ans et noir T=10ans).

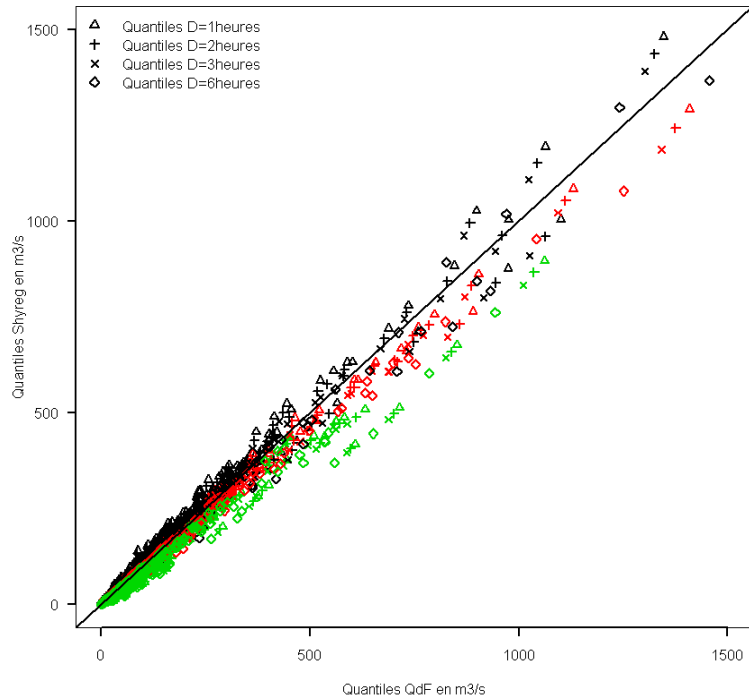


Figure 5-16—Quantiles Shyreg en fonction des quantiles QdF pour les durées inférieures à 6 h avec un échantillon de 640 bassins versants, les coefficients de corrélations sont au dessus de 0.98.

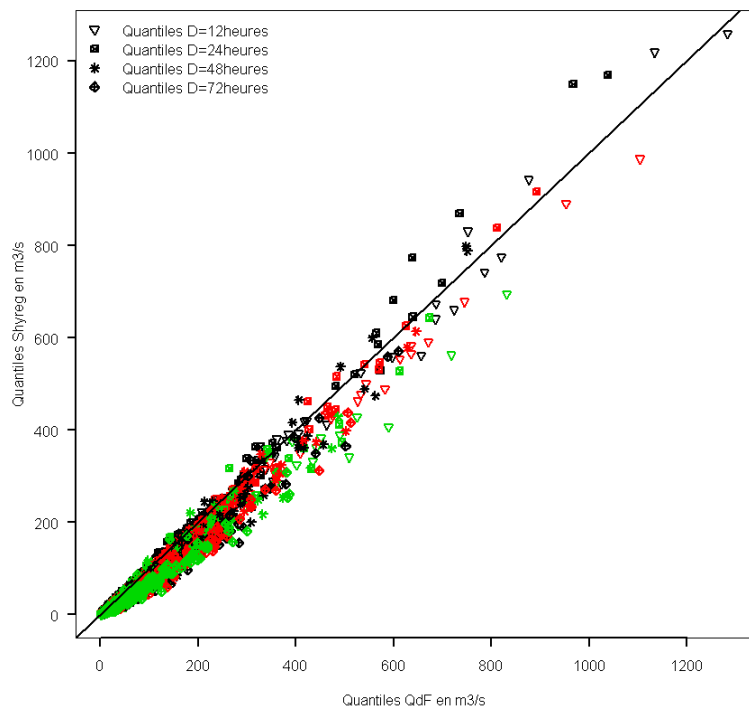


Figure 5-17—Quantiles Shyreg en fonction des quantiles QdF pour les durées supérieures à 6 h avec un échantillon de 640 bassins versants, les coefficients de corrélations sont au dessus de 0.98.

L'analyse des quantiles de débit pour l'ensemble des durées montrent une bonne adéquation entre les deux méthodes.

Il faut noter que les quantiles de débit pour ces durées intermédiaires ont été optimisés uniquement sur deux durées et que l'on utilise la même formule d'abattement pour les durées inférieures à 24h (Figure 5-17) et supérieures à 24h (Figure 5-17).

5.4.4. Analyse des résultats sur le calage de S0/A

Le calage du modèle ne repose que sur la production du bassin versant, soit S0/A. La Figure 5-18 représente la carte de France des résultats du calage de S0/A pour la saison hiver pour l'échantillon 1-a chapitre 4 paragraphe 4.1.2. On retrouve les mêmes tendances régionales que lors de l'optimisation des paramètres (Kp-Kj) pour chaque bassin.

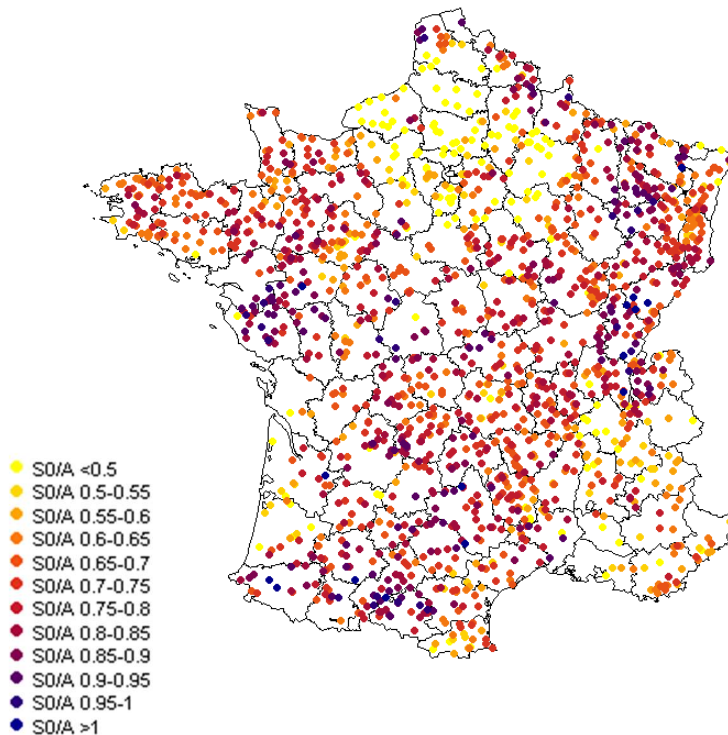


Figure 5-18—Les niveaux d'eau initiaux dans le réservoir de production (A), S0/A, pour les 1636 bassins versants et pour la saison hiver

Les valeurs de production faibles ($S0/A < 0.2$) se situent essentiellement sur le Bassin Parisien, sur le pourtour méditerranéen, le Bassin Aquitain. Les valeurs les plus élevées ($S0/A > 0.9$) pour les départements : Haut-Rhin, Vosges, Doubs, Jura, Ain, Isère, Pyrénées-Atlantiques, Hautes-Pyrénées, Haute-Garonne et Ariège.

La méthode ne permet pas de retrouver les quantiles « observés » sur certains bassins. Ces bassins présentent des critères de Nash-locaux inférieurs à 20% ou des valeurs de production extrêmes (c.à.d. $S0/A=0$ ou 1). On étudie dans le paragraphe suivant ces bassins particuliers.

5.4.5. Analyse des bassins en limite de la méthode

a. Analyse globale

L'étude porte sur les bassins où la méthode ne permet pas de retrouver les quantiles « observés » sur l'échantillon 1-a chapitre 4 paragraphe 4.1.2. Pour cela, on définit trois critères:

- lorsque le critère de Nash-local est inférieur à 30%
- lorsque $S0/A$ (production) est proche de sa borne supérieure, (c.à.d. $S0/A > 0.9$)
- lorsque $S0/A$ est proche de sa borne inférieure ($S0/A < 0.2$)

Parmi les 3 critères cités auparavant, on dénombre 257 stations réparties de la manière suivante³⁰ : $S0/A > 0.9$ (115 stations), $S0/A < 0.2$ (81 stations) et $Nash < 30\%$ (84 stations) Figure 5-19.

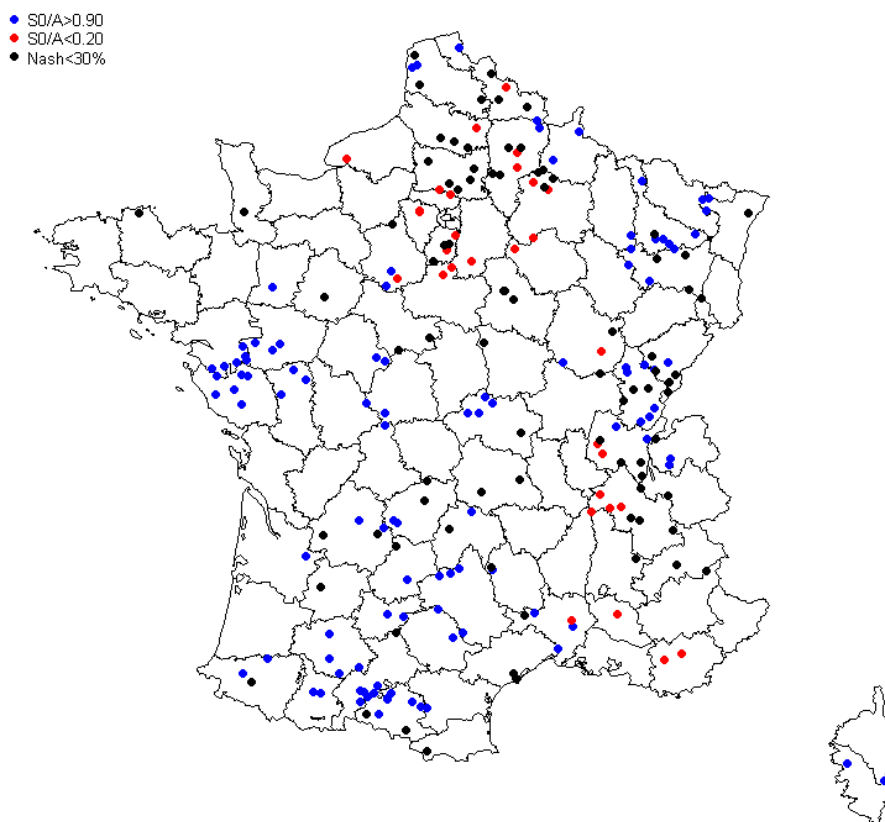


Figure 5-19—Les 169 bassins versants présentant la limite de la méthode parmi les 1636 bassins

Parmi la liste des bassins « défaillants », certains ont une hydrogéologie particulière. On présente le cas du bassin versant de la Loue à Vuillafans ($S0/A=1$) situé dans le Doubs et celui du Commerce à Gruchet-le-Valasse ($S0/A=0$) situé dans le département Seine Maritime.

³⁰ Certaines stations sont touchées par deux critères.

b. Exemple du bassin versant de la Loue

La Loue est un bassin versant situé dans le département du Doubs Figure 5-20 (code hydrométrique U2604030, $S=346 \text{ km}^2$). 56 ans d'observations sont disponibles et la plus grosse crue connue est celle du 1 février 1957 où le débit de pointe est estimé à $250 \text{ m}^3/\text{s}$. Les débits de pointe observés sont proches des débits journaliers.

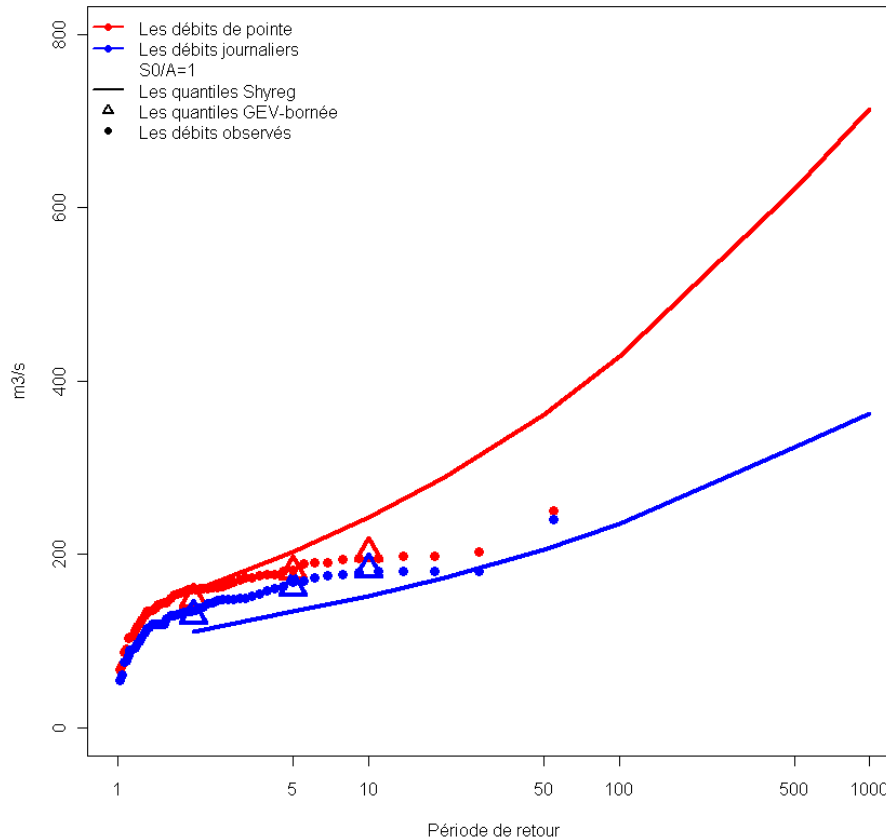


Figure 5-20– Distribution de fréquence des débits de pointe (couleur rouge) et des débits journaliers (couleur bleu) de la Loue à Vuillafans (code hydrométrique U2604030, $S=346 \text{ km}^2$). Les triangles correspondent aux quantiles de débit ajustés à une loi de GEV-bornée, les courbes aux distributions Shyreg et les points aux débits observés.

On note que la distribution de débit journalier Shyreg est en dessous des observations, malgré une production maximale, soit $S0/A=1$ (mais en dessus pour les débits de pointe). La particularité de cette station est d'avoir une distribution des débits de pointe très proche de celle des débits journaliers, malgré une superficie de 346 km^2 .

En étudiant l'hydrogéologie, on remarque que le bassin versant est situé dans les karsts Jurassiens (Marceau 1996). Le fonctionnement karstique est difficile à reproduire par un modèle hydrologique car son comportement se situe entre les écoulements de surface et les échanges souterrains. On ne trouve pas de zone saturée et non saturée superposées telles que l'on a dans les aquifères classiques³¹.

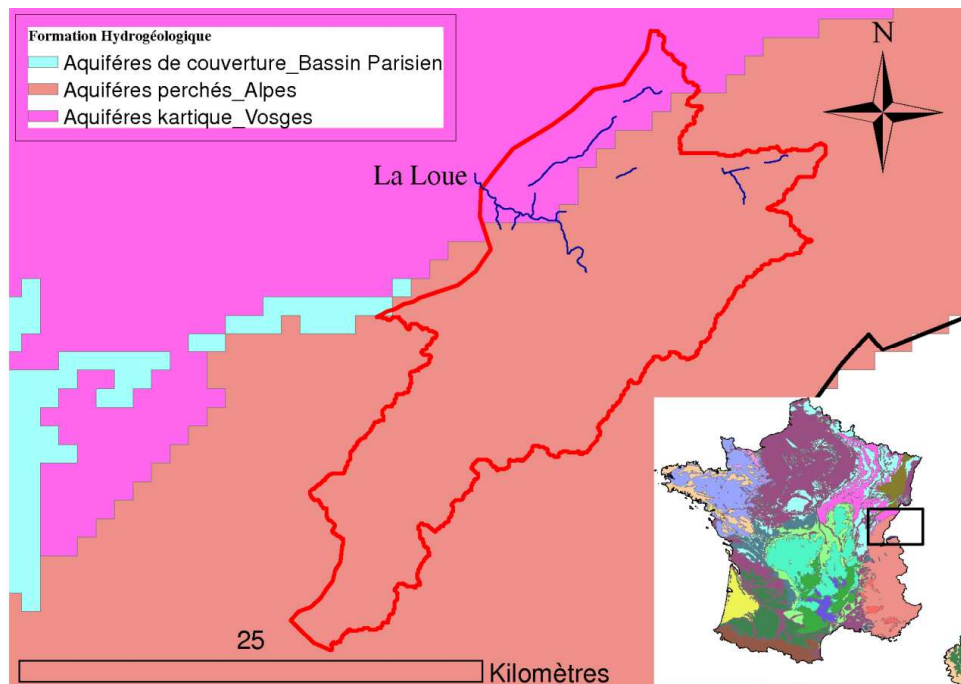


Figure 5-21–Le bassin de la Loue à Vuillafans (code hydrométrique U2604030, S=346 km²) sur la carte hydrogéologique et son réseau hydrographique

Plusieurs travaux ont été menés pour modéliser ces écoulements mais la particularité des aquifères karstiques est leur fonctionnement non-linéaire et non-stationnaire. La plupart des études sont basées sur la géochimie (Atkinson 1977) ou sur l'étude directe des relations pluie-débit (Laroque and Razack 1998; Mangin 1984; Padilla and Pulido-Bosch 1995). L'utilisation des modèles conceptuels à réservoirs a fait l'objet de plusieurs publications, en France pour l'étude du bassin de la Touvre (Le Moine et al. 2008), de la Fontaine du Vaucluse (Fleury et al. 2007) et à l'étranger en Israël (Rimmer and Salinger 2006), en Croatie (Jukic and Denic-Jukic 2006), aux Etats Unis (Barrett and Charbeneau 1997).

On s'aperçoit que le fonctionnement karstique est complexe. Les systèmes de surface peuvent échanger de l'eau avec les bassins versants voisins par l'intermédiaire d'écoulements localisés. Suivant le bassin que l'on étudie, on peut avoir perte en eau ou bien apport. Au final, la dynamique du bassin s'en trouve bouleversée et les frontières topographiques ne sont plus respectées. Or dans l'approche Shyreg, comme l'abattement des quantiles est fonction de la superficie topographique du bassin versant, il est alors difficile d'appliquer la méthode sans connaissance de la surface réelle de la zone alimentant le karst. Pour ces bassins particuliers, une étude hydrologique approfondie est nécessaire.

³¹ « ..Il existe très souvent dans la partie supérieure, au moins localement et/ou temporairement une zone saturée perchée, l'épikarst. Ainsi il convient de considérer une zone d'infiltration, et non plus une zone non saturée, dans laquelle existent des modalités très variées de conditions d'écoulement (écoulement monophasique de type ruissellement et écoulement diphasique typique du milieu poreux). La zone saturée ou karst noyé est également le siège d'écoulements variés : en conduites en charge ou à surface libre, ou en fissures. Certaines de ces modalités d'écoulement peuvent être très rapides et non dispersives, considérées parfois comme écoulement en piston ou en conduit (conduit flow), alors que d'autres sont très lentes et fortement dispersives, caractérisées d'écoulement diffus (diffuse flow)» Bakalowicz, M. "Le milieu karstique: études et perspectives, identification et caractérisation de la ressource " CFH-Colloque Hydrogéologie et karst au travers des travaux de Michel Lepiller 17 mai 2008, 15 p.

c. Exemple du bassin versant du Commerce

Le deuxième bassin est celui du Commerce à Gruchet-le-Valasse situé dans le département Seine-Maritime (code hydrométrique H9943420, $S=118 \text{ km}^2$) Figure 5-22. 17 ans d'observations sont compilés pour la saison estivale. Ce bassin est fortement influencé par la nappe de la craie.

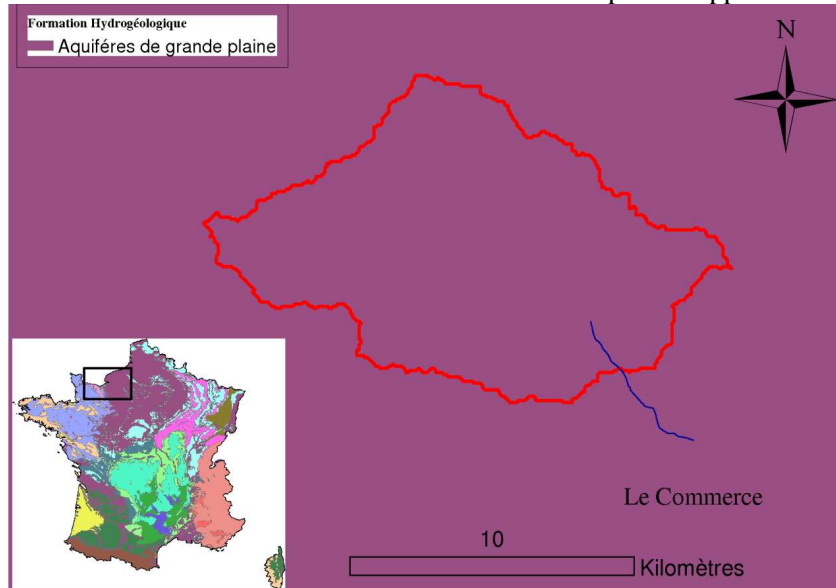


Figure 5-22—Le bassin du Commerce (code hydrométrique H9943420, $S=118 \text{ km}^2$) sur la carte hydrogéologique et son réseau hydrographique

Les quantiles ajustés (les triangles) sur ces observations respectent bien le corps de la distribution empirique (les points). Cependant, les distributions de débit de pointe et journalier de Shyreg sont au dessus des quantiles de débit, malgré une production nulle, soit $S_0/A=0$.

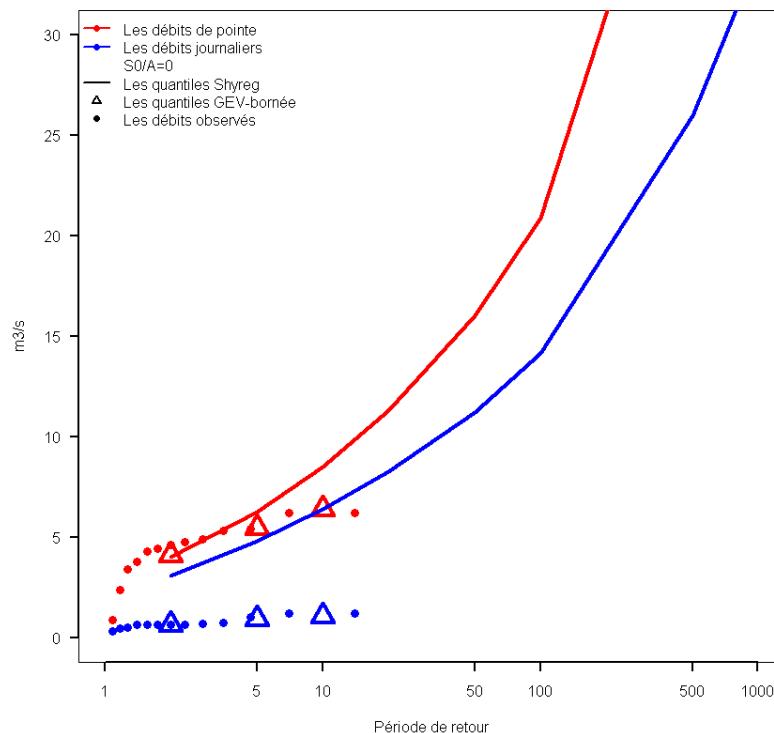


Figure 5-23—Distribution de fréquence des débits de pointe (couleur rouge) et des débits journaliers (couleur bleu) du Commerce à Gruchet-le-Valasse (code hydrométrique H9943420, $S=118 \text{ km}^2$) Les triangles correspondent aux quantiles de débit ajustés à une loi de GEV-bornée et les courbes aux distributions Shyreg et les points aux débits observés.

Pour étudier la production de ce bassin, Le Moine introduit un ratio entre la pluie annuelle moyenne, P_m et le module (c.à.d. : le débit annuel moyen), Q_m (Le Moine 2008; Mouelhi et al. 2006). Le rendement de ces bassins est très faible puisque le ratio $Q_m/P_m=0.1$. La pluie contribue peu à l'écoulement ; on comprend pourquoi le modèle tend vers des valeurs de production nulles, $S_0/A=0$.

De façon globale, le comportement hydrologique des bassins situés sur des aquifères de grande plaine (tel que le Bassin Parisien) est identique à cause de la craie et sa karstification. Lemoine explique ce phénomène par «...une partie des précipitations continentales s'infiltré à travers des zones non-saturées vers les zones saturées, qui permet l'existence de systèmes d'écoulements locaux et régionaux. Une partie variable de cette recharge peut être restituée de façon différée au cours d'eau (le débit de base) ; une autre partie peut, éventuellement, alimenter des bassins adjacents/ou aval ; enfin, le reste, qui forme les écoulements souterrains à l'échelle des très grands bassins versants sédimentaires,..., s'écoule vers la mer» (Le Moine 2008; Margat 2008; Tóth 1995).

La particularité des écoulements faibles de ce bassin nous amène à étudier la densité de drainage. Cette densité est calculée à partir de l'analyse du réseau hydrographique de la BD Carthage. On comptabilise les pixels de 1 km² traversés par le réseau hydrographique. La densité de drainage est alors définie par le rapport des pixels traversés par le réseau sur le nombre total de pixels contenus sur le bassin. Cela revient à un pourcentage de surface drainée. Lorsque celui-ci est inférieur à 50 %, cela signifie que moins de 50 % des pixels de 1km² du bassin contiennent le réseau hydrographique. Or quand on étudie le réseau de drainage du Commerce, on remarque qu'il équivaut à 3 %, ce qui très extrêmement faible.

On a généralisé le calcul sur l'ensemble des 1636 bassins et sur la Figure 5-24 les bassins dont le réseau de drainage est inférieur à 60 %.

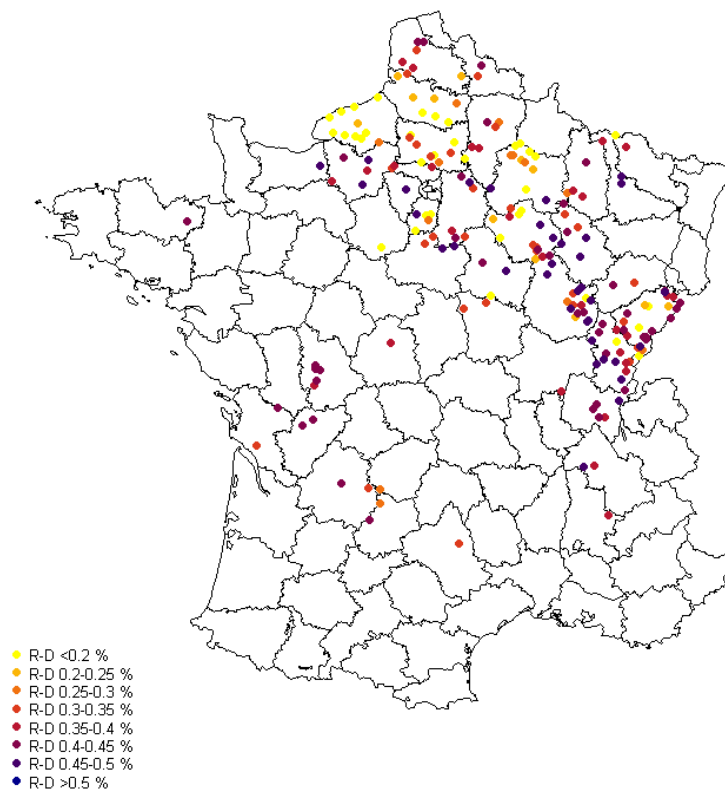


Figure 5-24–Valeur du réseau de drainage estimées sur les 1636 bassins versants

On remarque deux zones distinctes : la région Bassin Parisien et celle des départements du Jura, Doubs et Côte d'Or. Ces deux zones présentes sur la Figure 5-19 correspondent aux limites du modèle (paragraphe 5.4.5).

d. Conclusion

L'application de la méthode Shyreg montre 2 limites :

On a présenté deux bassins avec des comportements hydrologiques particuliers. Le premier, le bassin de la Loue alimenté karstiquement, montre une production très importante que le modèle ne parvient pas à reproduire. Cette particularité peut s'expliquer par le rôle de l'aquifère karstique dans les échanges pluie-débit et de la surface du bassin difficilement délimitable et souvent sous-estimée par la seule surface topographique.

A l'inverse le bassin du Commerce a une production très faible. En analysant le réseau de drainage on s'aperçoit qu'il vaut 3%. En généralisant cette analyse sur l'ensemble des bassins, on remarque que lorsque le réseau de drainage est faible, le modèle n'arrive pas à reproduire correctement les quantiles.

5.4.6. Analyse des résultats sur les quantiles extrêmes

Cette partie traite du comportement du modèle vers les fréquences rares et extrêmes avec deux échantillons. Le premier est composé de 3 grands bassins versants pour lesquels on dispose de longues chroniques de débit où l'on peut faire des ajustements statistiques locaux. Le second est composé de 440 bassins (cf. chapitre 4 paragraphe 4.2.3) versants sur lesquels on a appliqué la méthode du Gradex.

a. Exemple de 3 grands bassins versants

Dans cette partie, les distributions de débit Shyreg vers les fréquences rares et extrêmes sont appliquées sur trois grands bassins versants. Le premier est celui de la Loire qui présente une superficie de 110 000 km² (Figure 5-25). La chronique est assez longue car les données remontent jusqu'en 1863, soit près de 150 années.

Pour ces stations, compte tenu des longueurs de chroniques, on ajuste une loi GEV à l'aide du maximum de vraisemblance et on se limite à la période de retour 100 ans, sauf pour le bassin de l'Ardèche qui a fait l'objet d'une étude plus poussée. Pour chacune des distributions, nous figurons les distributions avec l'ancienne fonction d'abattement (trait en pointillé) et la nouvelle fonction (trait plein).

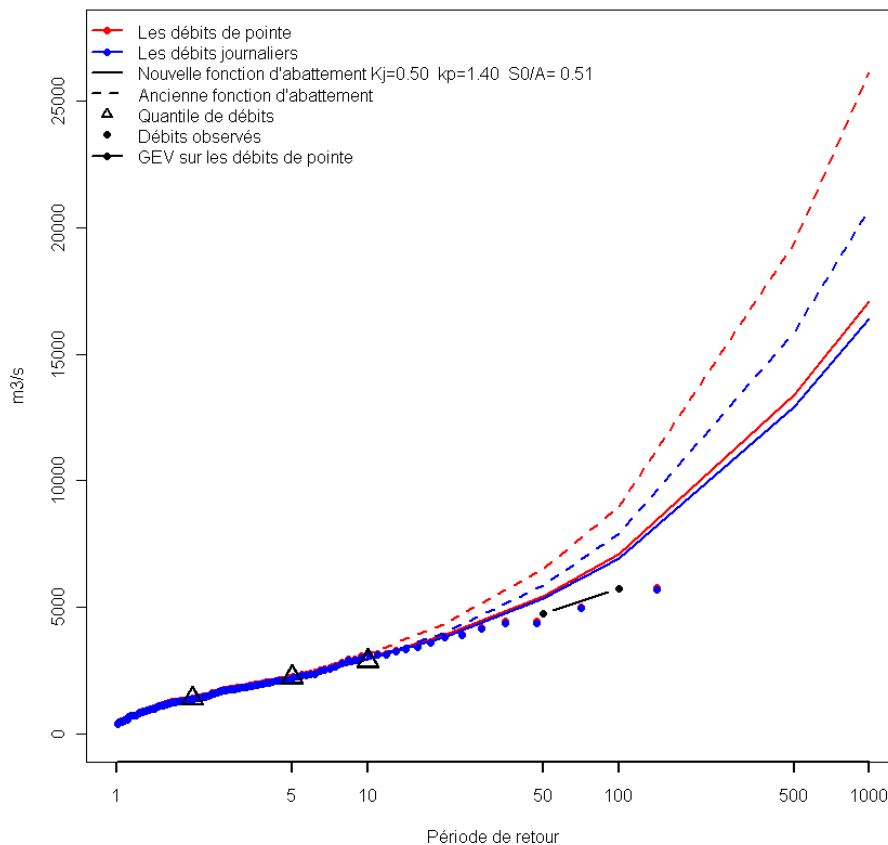


Figure 5-25—Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Loire à Monjean-sur-Loire (code hydro M5300010, $S=110\,000\text{ km}^2$) pour les débits de pointe (points de couleur rouge pour les observations) et les débits journaliers (points de couleur bleu pour les observations). La courbe en noire : ajustement de loi GEV (3 paramètres), en trait plein la nouvelle fonction d'abattement et en pointillé l'ancienne. Les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier ($T=2, 5$ et 10 ans) servant pour le calage de la méthode.

Le deuxième bassin est celui de la Garonne à Tonneins avec un bassin versant de 55 000 km² (Figure 5-26). La chronique remonte jusqu'en 1914, soit 96 années de données.

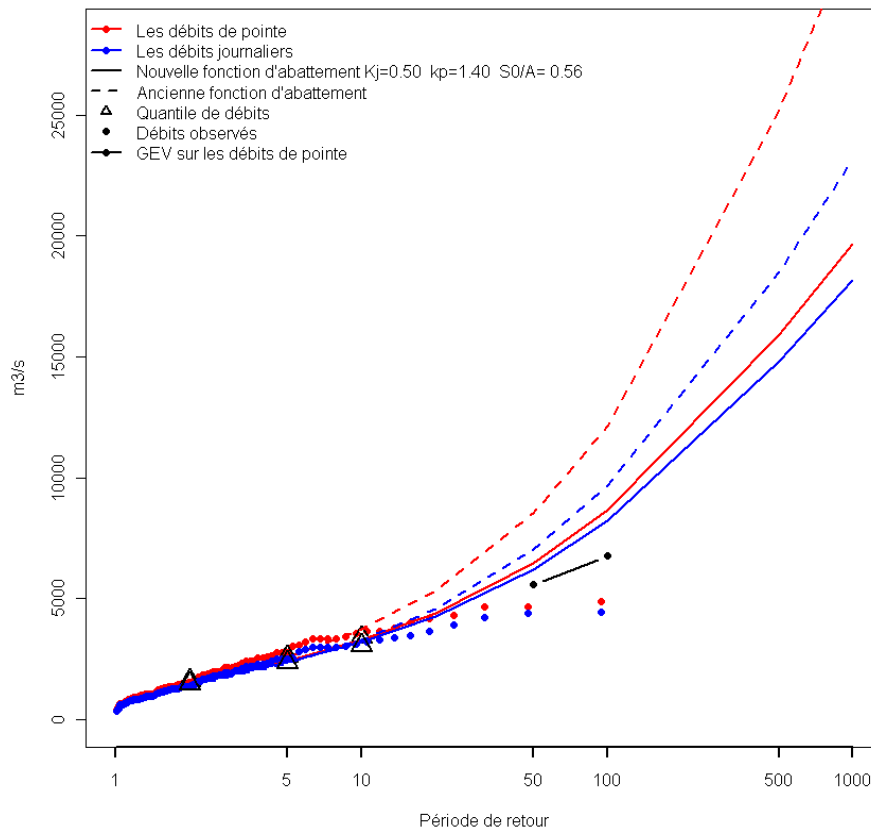


Figure 5-26—Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Garonne à Tonneins (code hydro= 09000010 , $S=51500$ km²) pour les débits de pointe (points de couleur rouge pour les observations) et les débits journaliers (points de couleur bleu pour les observations). La courbe en noire : ajustement de loi GEV (3 paramètres), en trait plein la nouvelle fonction d'abattement et en pointillé l'ancienne. Les triangles noirs correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier ($T=2, 5$ et 10 ans) servant pour le calage de la méthode.

La nouvelle fonction d'abattement permet de mieux se rapprocher du corps des distributions empiriques (Figure 5-25 et Figure 5-26). On remarque une diminution des quantiles de débit sur les 2 bassins avec la nouvelle fonction d'abattement.

Sur le bassin de la Loire, le quantile de débit de fréquence centennale obtenu avec la loi GEV est estimé à 5730 m³/s. L'écart sur les quantiles de débits de pointe entre les deux fonctions d'abattement et le quantile issu de la loi GEV pour $T=100$ ans passe de 40% à 20%.

Pour le bassin de la Loire, les quantiles de pointe à 1000 ans diminuent de 26 000 m³/s à 17 000 m³/s. On note que les distributions journalières tendent vers les distributions de débit instantané et les écarts entre les quantiles millénaux (Q_p et Q_j) passent de 20% à 4%. On montrera dans le chapitre 6 qu'en prenant en compte un débit de base, les distributions Shyreg se rapprochent mieux des observations.

La présentation des résultats du bassin versant de l'Ardèche se fait dans le cadre du projet ANR Extraflo³² dont sont extraits les maximums annuels de la station Saint-Martin-d'Ardèche, soit 30 ans

³² <https://extraflo.cemagref.fr/>

de données comprises entre 1980 et 2010 pour les débits de pointe et 55 ans pour les débits journaliers de 1955 à 2010.

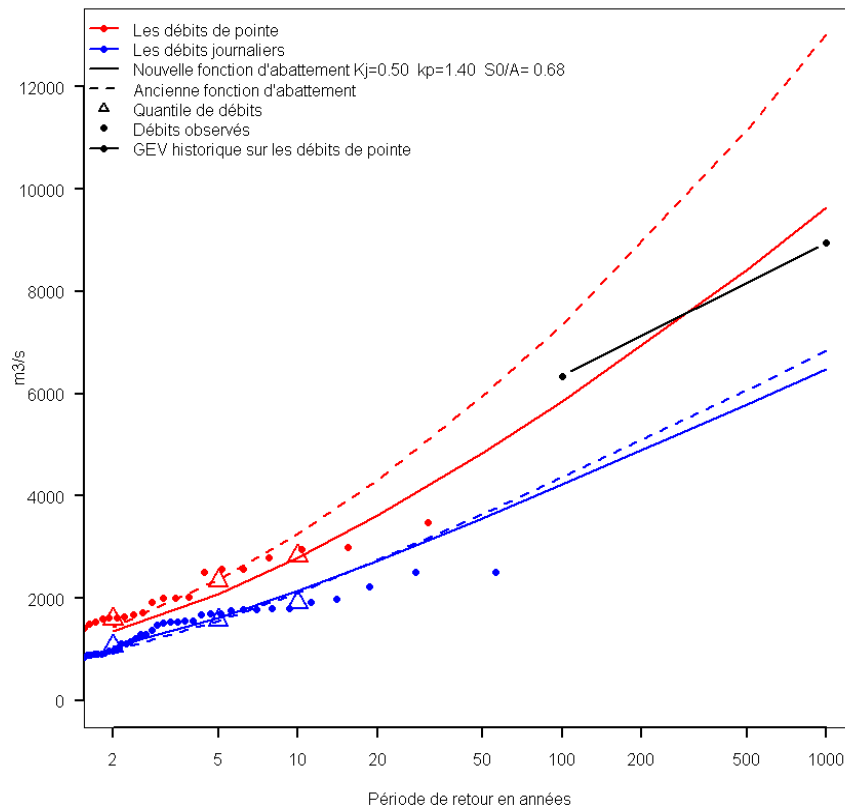


Figure 5-27—Distributions de fréquence des débits de pointe sur le bassin de l'Ardèche à St-Martin (code hydro= V5064010, $S=2264$ km²). Le trait plein : la nouvelle fonction d'abattement et en pointillé l'ancienne. La droite noire correspond aux quantiles issus d'un ajustement de loi GEV avec l'apport de l'information historique³³. Les triangles correspondent aux quantiles de débit de pointe et journalier ($T=2, 5$ et 10 ans) servant pour le calage de la méthode.

Pour le bassin de l'Ardèche, la nouvelle fonction d'abattement permet d'améliorer les résultats en se rapprochant des distributions empiriques. L'écart entre la GEV (approche historique) et les deux fonctions d'abattement passent de 16% à 7% pour le quantile centennal et pour la millénale, l'écart passe de 45% à 7%.

Pour les grands bassins versants, les 3 exemples montrent un meilleur ajustement de la méthode aux observations. Pour les grands bassins versants, les 3 exemples montrent un meilleur ajustement de la méthode aux observations. Ce résultat montre bien que la nouvelle formulation permet une application de la méthode au-delà de la surface de 2000 km² initialement imposée en limite. On n'oublie pas cependant que dans le cas des très grands bassins versants, le fonctionnement hydraulique dans les champs d'expansion des crues ne sera pas pris en compte par la méthode. On rappelle aussi que la méthode représente les débits « naturels » auxquels on peut s'attendre à partir de la connaissance sur les pluies que l'on a et qu'il peut donc y avoir de gros écarts avec les débits « observés » sur les grands bassins fortement anthropisés (retenues, digues, ...).

³³ Les quantiles de débit sont issus de la thèse de Naulet, R. (2002). "Utilisation de l'information des crues historiques pour une meilleure prédétermination du risque d'inondation. Application au bassin de l'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc et St-Martin d'Ardèche. ." Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble - Université du Québec, 322 pages.

b. Etude Gradex sur 420 bassins versants

Cette partie traite de la comparaison entre les quantiles de débit issus de l'application de la méthode du Gradex esthétique (Michel 1982) sur 420 bassins (échantillon 2-b décrit au chapitre 4 paragraphe 4.2.3) et les quantiles Shyreg. Le Gradex esthétique évite la cassure dans la distribution des débits et ainsi de surestimer les quantiles de débit entre les périodes de retour 50 à 1000 ans. La construction de cet échantillon est expliquée (cf. chapitre 4 paragraphe 4.2.3)

On détermine pour les débits instantanés, les débits journaliers et pour les périodes de retour 1000, 500, 100 et 50 ans les critères de Nash-globaux entre les quantiles estimés avec la méthode du Gradex et les quantiles Shyreg et le coefficient directeur de la droite de régression. Lorsque le coefficient directeur est en dessous de 1, les quantiles Shyreg sont supérieurs aux quantiles Gradex. Le Tableau 24 résume les résultats de la comparaison des deux approches.

Tableau 24—*Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe*

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	85.00%	87.70%	92.70%	94.10%
	hiver	87.30%	87.90%	90.80%	93.00%
Coefficient directeur de la droite	été	0.88	0.90	0.98	1.00
	hiver	1.04	1.05	1.10	1.08

Tableau 25—*Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers*

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	82.30%	81.90%	83.00%	89.00%
	hiver	93.50%	93.30%	94.00%	95.00%
Coefficient directeur de la droite	été	0.81	0.80	0.79	0.80
	hiver	0.95	0.94	0.93	0.92

La Figure 5-28 montre les quantiles de débit de pointe et la Figure 5-29 les quantiles de débit journalier des approches Shyreg et Gradex

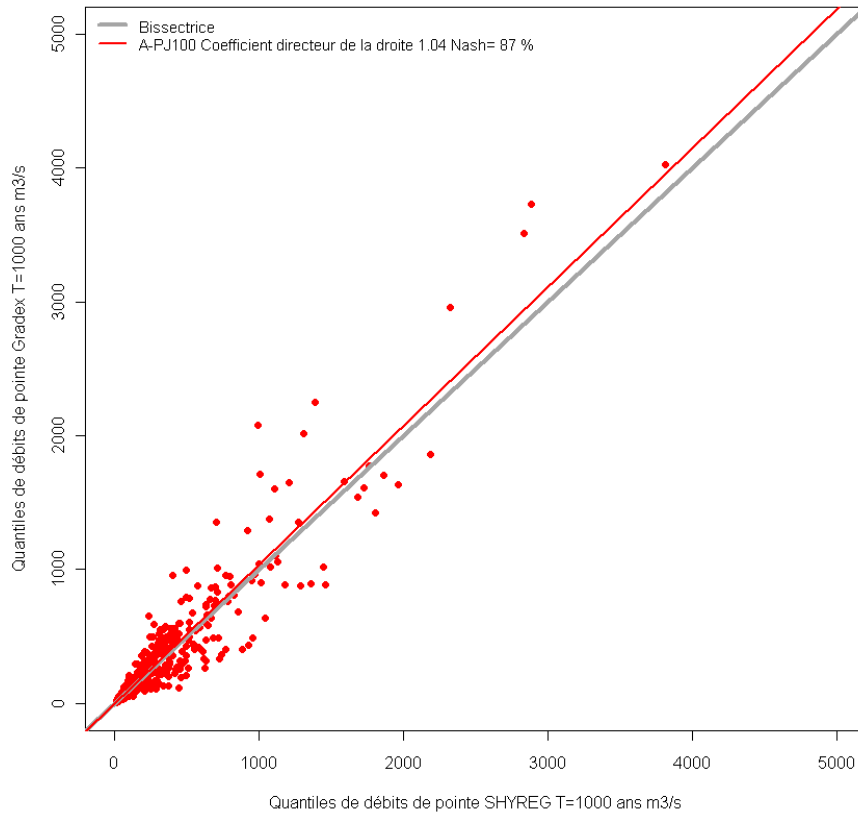


Figure 5-28—Les quantiles de débit de pointe Gradex en fonction des quantiles de débit de pointe Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l'hiver avec les 420 bassins versants.

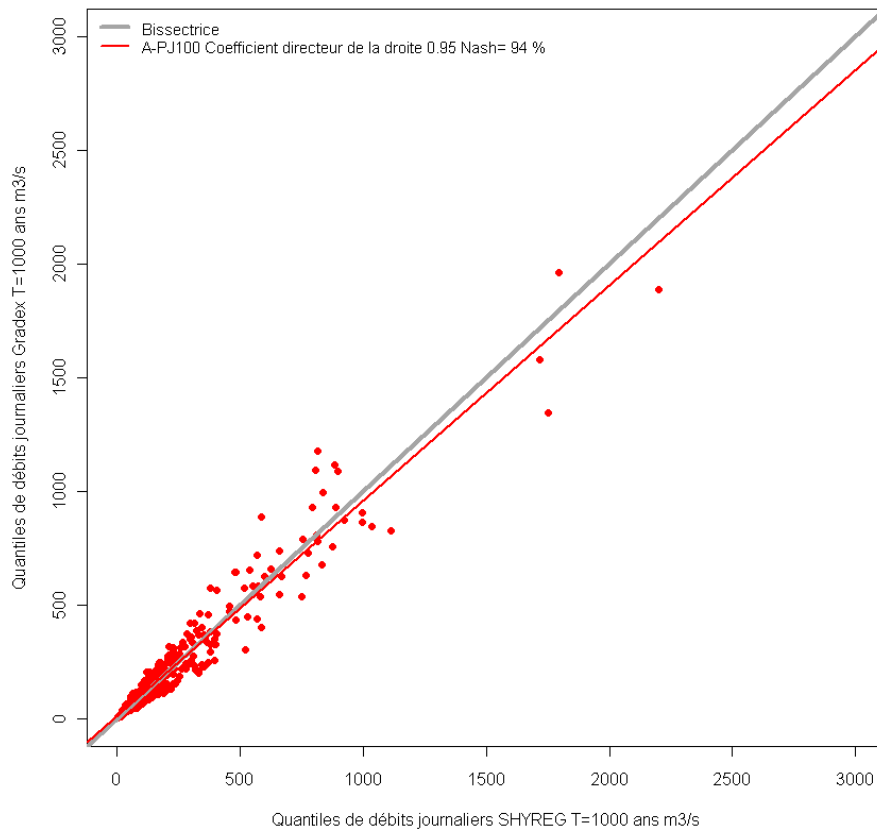


Figure 5-29—Les quantiles de débit journalier Gradex en fonction des quantiles de débit journalier Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l'hiver avec les 420 bassins versants.

Pour les fréquences rares et extrêmes les méthodes convergent car les critères de Nash-globaux atteignent 80% pour les deux durées. Sur la Figure 5-30, les rapports entre les quantiles de débit Shyreg et Gradex sont tracés en fonction de la surface du bassin.

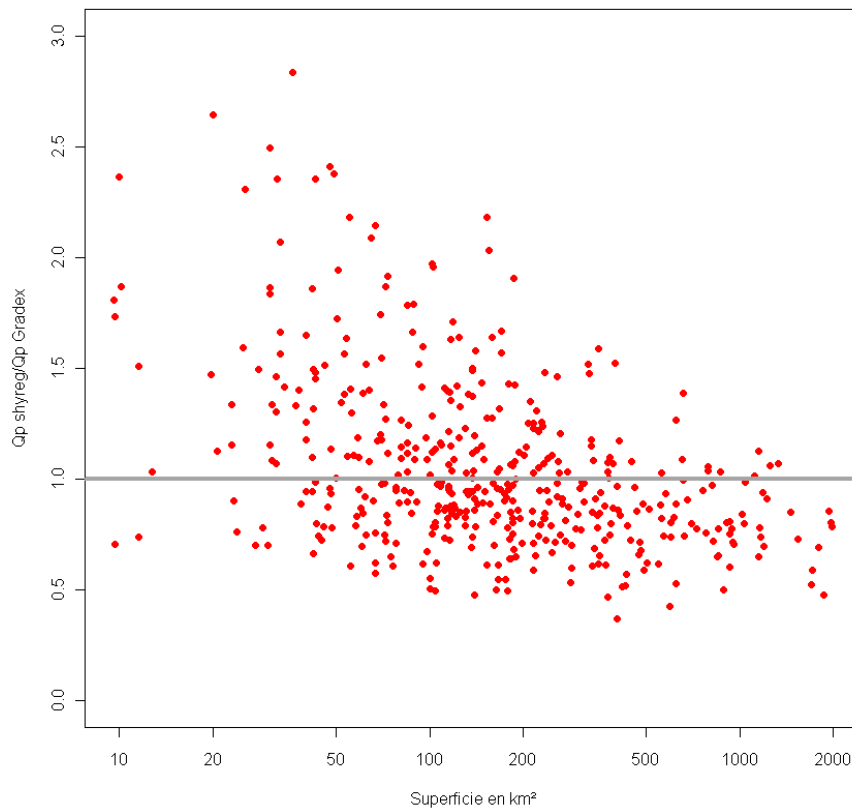


Figure 5-30—Les ratios des débits de pointe pour $T=1000$ ans (Gradex/Shyreg) en fonction de la superficie des 420 bassins versants

L'examen de la Figure 5-30 montre que pour les plus petites surfaces la méthode Shyreg entraîne des quantiles plus forts que la méthode Gradex. Au contraire vers les plus grandes superficies, la méthode du Gradex donne des quantiles de débit plus importants. Le ratio millénale varie entre 0.37 (Le Lemboulas à Lafrançaise [Lunel], code hydrométrique= O5964020, $S=403$ km²) et 3.88 (Le Langouyrou à Langogne, code hydrométrique K2064010, $S=65$ km²) avec une moyenne située à 1.

c. Conclusion

Les résultats des débits en extrapolation sont cohérents avec ceux d'autres approches tel que les lois des valeurs extrêmes (avec ou sans apport de l'information historique) et ceux de l'approche Gradex.

Notons cependant que la comparaison avec la méthode du Gradex conduit à des résultats relativement proches, en partant de données différentes sur les pluies (quantiles de pluie Shyreg et ajustement de pluies de bassins pour le Gradex) et des hypothèses encore plus divergentes. La convergence des deux méthodes est plus forte dans l'estimation des débits journaliers (Nash-global de 94% entre les deux méthodes), que dans l'estimation des débits de pointes.

5.5. Conclusion sur la nouvelle fonction d'abattement des débits

Dans ce chapitre mention est faite d'une fonction d'agrégation des quantiles de débit issue de la thèse de Fouchier. Cette fonction permet d'agréger des débits spécifiques le long du réseau hydrographique. On s'aperçoit que cette fonction appliquée aux grands bassins entraîne des quantiles de débit trop forts pour les durées longues et des ratios Q_p/Q_j trop importants pour les gammes de superficie au-delà de 2000 km².

Ce constat conduit à une nouvelle formulation issue de l'abattement des pluies de Neppel (Neppel et al. 2003). Pour l'appliquer à l'abattement des débits, une optimisation a été faite.

La première partie de ce travail consista à évaluer la variabilité des paramètres de la fonction d'abattement optimisée par bassin. Les résultats de ce calage local nous amène à examiner les formules d'abattement de pluie et de débit pour deux régions (la Bassin Parisien et l'Aude-Hérault). Cette étude laisse apparaître que l'abattement des pluies est moins fort que celui des débits et que l'abattement dépend de la région. Le deuxième point montre que les paramètres de la fonction sont indépendants de la saison et de la superficie du bassin. La plage de variation des paramètres (K_p et K_j) est plus restreinte. On distingue deux paramètres, associés à l'abattement des débits de durées différentes :

- le coefficient K_j associé à l'abattement des débits de longue durée traduit un abattement sur les volumes de crues, en lien avec l'abattement des pluies.
- le coefficient K_p associé à l'abattement des débits de courte durée conduit à un abattement plus fort et est associé à l'abattement hydraulique supplémentaire (laminage) qui touche les débits de pointe le long du réseau hydrographique.

Dans une deuxième partie les paramètres d'abattement K_p et K_j sont fixés sur l'ensemble de la France de manière à satisfaire les critères suivants :

- un critère d'adéquation entre les observations et les simulations
- un critère sur les bornes du modèle hydrologique
- un critère de régionalisation le plus pertinent

Le couple de paramètres choisi permet d'améliorer les résultats sur les grands bassins sans trop dégrader ceux des petits. On note certaines régions où les quantiles sont mal reproduits notamment sur le Bassin Parisien.

L'étude des quantiles rares sur trois grands bassins (Loire, Garonne et Ardèche) montre une meilleure adéquation avec la nouvelle fonction d'abattement. Les quantiles rares pour les 3 bassins se rapprochent des quantiles issus d'une loi GEV ajustée aux observations. Par exemple, pour le bassin versant de l'Ardèche qui a fait l'objet d'une étude sur les crues historiques, l'écart entre le quantile Shyreg et la GEV à $T=1000$ ans est de moins de 20%.

Dans le chapitre suivant porte sur l'étude des hypothèses influençant le comportement à l'infini de la méthode.

6. Etude du comportement asymptotique des débits

Sommaire

6.1.	Etude d'optimisation du paramètre A	195
6.1.1.	Hypothèses initiales	195
6.1.2.	Méthodologie	197
6.1.3.	Analyse des résultats sur les quantiles courants	198
6.1.4.	Conclusion	201
6.2.	Prise en compte du débit de base	202
6.2.1.	Présentation du problème	202
6.2.2.	Zoom sur le Bassin Parisien	205
6.2.3.	Les bassins versants de montagne	213
6.2.4.	Calage n°3 sur l'échantillon global	220
6.2.5.	Conclusion	222
6.3.	Régionalisation de A	223
6.3.1.	Régionalisation par variables explicatives	223
6.3.2.	Régionalisation uniquement par l'hydrogéologie	225
6.3.3.	Conclusion sur la régionalisation de A	227
6.3.4.	Calage de la méthode avec A régionalisé.	228
6.3.5.	Validation de la méthode avec A régionalisé	231
6.3.6.	Analyse des résultats sur les durées intermédiaires entre la pointe et 72h	234
6.3.7.	Analyse des résultats sur les quantiles extrêmes	236
6.3.8.	Etude du taux final d'eau dans le réservoir de production, Sf	243
6.3.9.	Critères de Justesse et Robustesse	248
6.4.	Conclusion	256

Objectif : Le modèle hydrologique utilisé dans la méthode Shyreg est un modèle à réservoirs. La saturation progressive de ces réservoirs va avoir une influence sur le comportement à l'infini de l'approche et en particulier sur le comportement asymptotique de la distribution des débits vers celle des pluies. Ce comportement asymptotique sera atteint lors de la saturation des réservoirs. Dans ce cas, toute quantité de pluie supplémentaire sera transformée en débit.

La saturation du modèle hydrologique est liée à la saturation du réservoir A, réservoir de production. Cette saturation va dépendre de la capacité du réservoir, c'est-à-dire de la valeur du paramètre A. Plus ce réservoir aura une capacité importante, plus le modèle se saturera pour des pluies importantes, c'est-à-dire pour des fréquences de plus en plus rares.

L'objectif de cette partie est d'étudier l'influence de la capacité du réservoir A sur les résultats de la méthode Shyreg. Deux points seront abordés :

- dans un premier temps, l'étude des fréquences courantes : on étudiera le rôle de la valeur du paramètre A dans la capacité de l'approche à restituer les quantiles de débit courants ;
- dans un second temps, l'étude du comportement vers les fréquences extrêmes des débits. Pour des raisons d'équifinalité présentées précédemment (chapitre 3 paragraphe 3.2.6.b), le choix du paramètre A peut avoir un impact fort sur le comportement à l'infini, malgré des résultats équivalents sur les fréquences courantes.

6.1. Etude d'optimisation du paramètre A

6.1.1. Hypothèses initiales

On rappelle que la transformation de la pluie en débit est réalisée à l'échelle du kilomètre carré, à l'aide d'un modèle hydrologique à deux réservoirs. Le premier gère la production et le second le transfert. Notre étude est axée sur la capacité du réservoir de production, A car le réservoir de transfert, B, se vidange rapidement pour générer le débit, ne lui permettant pas de faire de la rétention. Le réservoir A ne présente pas de vidange. Il peut donc absorber une quantité d'eau équivalente à $(A - S_0)$, S_0 étant le niveau initial d'eau avant chaque évènement³⁴.

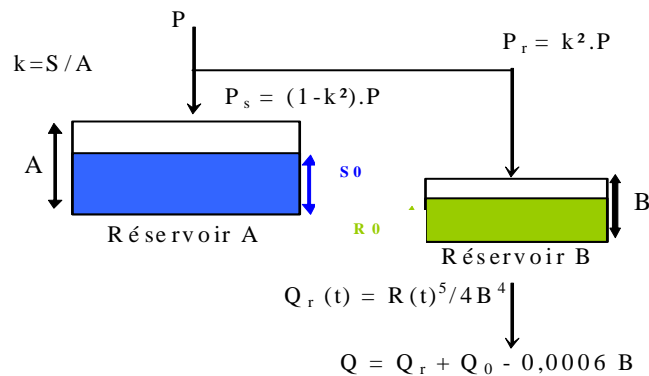


Figure 6-1—Structure du modèle hydrologique, GR au pixel

Au cours de différentes évolutions et applications de la méthode (Bretagne, Sud-Est et dans les DOM-TOM), la capacité du réservoir de production (A) n'a pu être fixée à une constante, car ce paramètre conditionne fortement l'extrapolation des débits (Arnaud 2005; Fine 2007).

Ce paramètre A a donc souvent été choisi arbitrairement pour éviter d'interférer avec l'optimisation du paramètre S_0/A . Cependant le choix imposé à cette valeur de A peut avoir des conséquences sur le comportement à l'infini de la méthode comme on l'a déjà présenté dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.6.b (Beven 1996; Beven and Binley 1992; Beven and Freer 2001).

Ce problème d'équifinalité a conduit à imposer une valeur au paramètre A, en fonction de la région étudiée, afin de faire porter tout le calage sur le paramètre S_0/A . Pour les régions tropicales, une valeur de capacité du réservoir de production (A) de 300 mm est trop faible (Arnaud 2005; Fine et al. 2006). Elle a pour conséquence de saturer trop vite ce réservoir lorsqu'il est soumis aux pluies tropicales, et d'induire des quantiles de débit trop forts. Une valeur de $A=1000$ mm est retenue.

³⁴ La valeur de $(A - S_0)$ sera appelée la rétention théorique maximale, dans la suite du rapport.

Pour la région bretonne, une valeur de capacité du réservoir de production (A) de 300 mm est trop forte et entraîne des quantiles de débit trop faibles (Folton et al. 2007). Pour cette région, Folton et al retiennent une valeur de 200 mm.

Au final, compte tenu des différents travaux, il a été retenu de fixer la taille du réservoir de production en fonction de la pluviométrie (Lavabre 2007). Deux postulats sont retenus :

- **le premier postulat** propose de fixer la capacité du réservoir de production, A en fonction de la pluviométrie. A est fixé à la valeur de la pluie journalière centennale locale, A-PJ100. *L'hypothèse sous-jacente est d'arriver en moyenne, à saturation du modèle (saturation du bassin versant) vers la période de retour centennale. On se rapproche des hypothèses formulées dans la méthode du Gradex (Guillot and Duband 1967) où la distribution des débits est conditionnée par celle des pluies à partir d'une certaine période de retour (point pivot)*
- **le deuxième postulat** est de borner la capacité du réservoir de production à 200 mm dans le cas où la pluie journalière centennale est inférieure à 200 mm.

La Figure 3-18 présente la carte A-PJ100

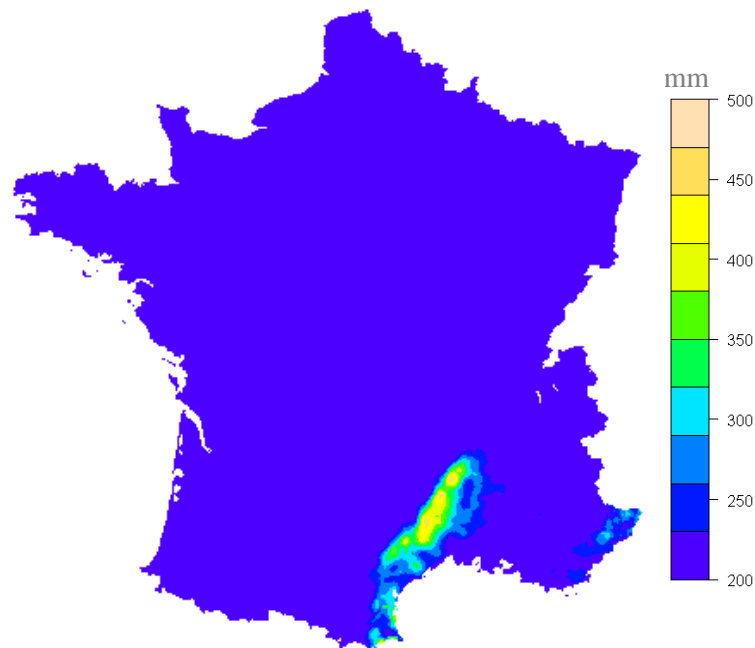


Figure 6-2–*Carte de France des valeurs d'A-PJ100*

Remarque : En parallèle, la modélisation du fonctionnement du réservoir A était soumise à une faible vidange du réservoir, qui permettait de ne pas le saturer trop vite, en particulier dans la simulation d'événements pluvieux longs. Cette vidange proportionnelle à la valeur de A, ne constituait pas un paramètre supplémentaire puisque cette proposition resterait la même pour tous les bassins versants.

Afin de faciliter l'analyse des modifications apportées au paramètre A, la vidange a été supprimée de la modélisation.

6.1.2. Méthodologie

Ce chapitre étudie différentes valeurs du paramètre A : 7 valeurs comprises entre 100 et 10000 mm. Le transfert (B) reste inchangé, il est imposé au pixel à 50 mm en été et 100 mm en hiver. Pour chacune des valeurs de A, on recale la méthode en optimisant la valeur de S0/A sur chacun des bassins versants. Cette étude est réalisée avec la fonction d'abattement des débits optimisée sur les grands bassins versants (cf. chapitre 5). Cette analyse se découpe en trois parties.

- La première partie, objet du paragraphe 6.1.3, est l'analyse des résultats des simulations issues des 7 valeurs de A. Pour chacun des bassins versants on calcule un critère de calage (critère de Nash-local défini plus haut) pour chaque valeur de A. Le critère de Nash-local le plus fort détermine la valeur de A du bassin, que l'on appellera A-optimum.
- La deuxième partie présentée au paragraphe 6.2 étudie le comportement hydrologique des bassins qui ont des valeurs fortes du paramètre A. Pour la plupart, ils présentent des débits de base qui constituent une part importante du débit des cours d'eau. Pour ces derniers, on distinguera les bassins qui échangent de l'eau avec les nappes et les bassins situés en montagne. Comme la méthode ne modélise pas ces processus (interaction eau-sol et fonte de neige), on décide de les prendre en compte par un débit de base issu du modèle GR mensuel. On étudiera alors l'apport de la prise en compte de ce débit de base.
- La troisième partie présentée au paragraphe 6.3 est la cartographie (régionalisation) du paramètre A que l'on aura optimisé : une première carte sera basée sur le type d'aquifère et une seconde s'appuiera sur des régressions à l'aide de variables explicatives. L'impact de ces deux régionalisations sur les performances du modèle sera étudié à l'aide d'une approche multi-critères :
 - performance du calage local (calage du paramètre S0/A)
 - étude des bassins avec un comportement hydrologique particulier
 - comparaison aux quantiles estimés par la méthode QdF
 - comparaison aux quantiles estimés par la méthode du Gradex
 - étude de critères de justesse et de robustesse³⁵.

Au final, la méthode doit pouvoir restituer les quantiles ajustés sur les observations, sur tous types de bassins versants, influencés ou non par des aquifères.

³⁵ Ces critères ont été développés dans le cadre du projet ANR EXTRAFLO de comparaison de méthodes de prédétermination des événements hydro-météorologiques extrêmes. Pour plus d'informations : <https://extraflo.cemagref.fr>

6.1.3. Analyse des résultats sur les quantiles courants

L'objectif de cette partie est de trouver les valeurs du paramètre A qui permettent de restituer au mieux les quantiles courants (2, 5 et 10 ans) des débits de pointe et journaliers sur l'échantillon 1-a, paragraphe 4.1.2

Pour chaque valeur du réservoir de production, A (A compris entre 100 et 10 000 mm) et pour chaque bassin versant on a calculé un critère de Nash-local (sur 12 quantiles) suite au calage du paramètre S0/A. Le critère de Nash-local le plus fort parmi les 7 valeurs détermine la valeur d'A-optimum du bassin versant. Ce travail d'optimisation a été réalisé avec des valeurs discrètes du paramètre A, car il nécessite de nombreux calculs qui ne permettent pas d'aborder une optimisation de façon plus « exhaustive » par des méthodes classiques d'optimisation. La Figure 6-3 représente le résultat d'A-optimum.

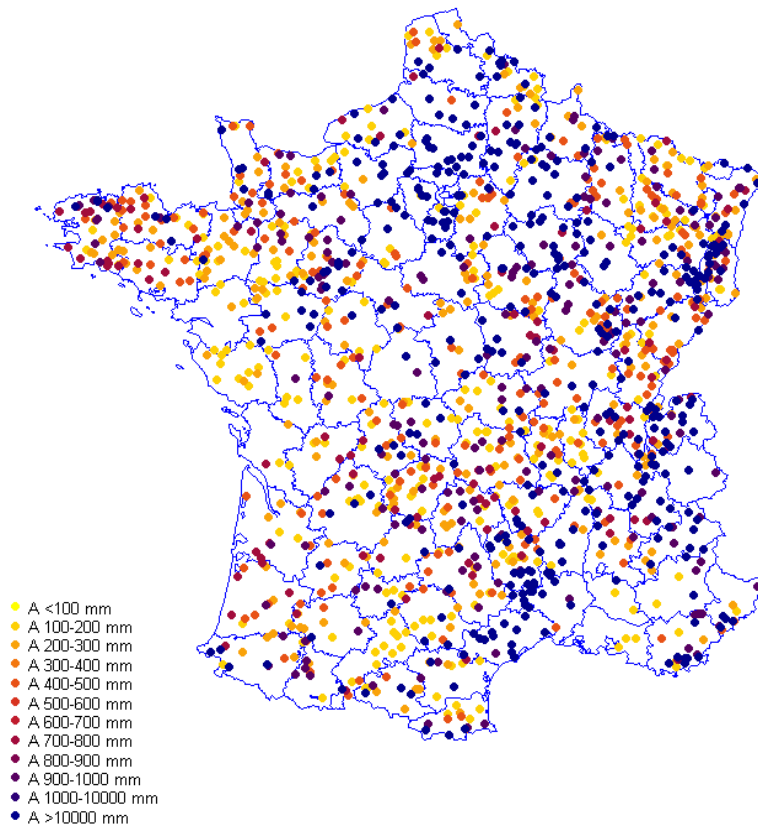


Figure 6-3—Répartition spatiale du paramètre A-optimum, après optimisation de A et S0/A localement sur les 1636 bassins versants.

Cette première carte laisse apparaître des régions où les valeurs d'A-optimum sont très fortes (en bleu) : le Bassin Parisien, le ballon d'Alsace, les Alpes, les Cévennes, le massif des Maures. Sur les autres régions, les valeurs de A sont moins fortes (couleurs rouges et jaunes) et comprises entre 100 et 500 mm.

On représente les distributions de fréquence du critère de Nash-local pour les 7 valeurs de A ainsi que A-optimum (Figure 6-4).

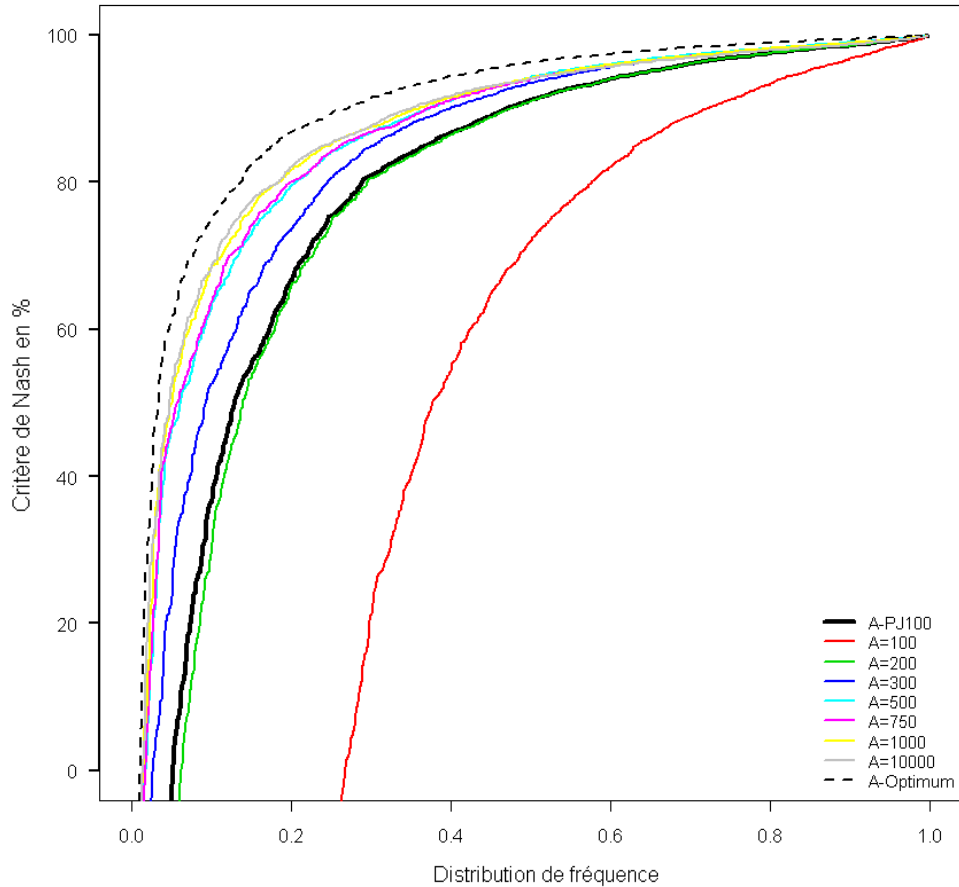


Figure 6-4—Distribution de fréquence des critères de Nash-local pour différentes valeurs de A avec les 1636 bassins versants

On voit évidemment que la capacité du réservoir de production fixée à A-optimum présente la meilleure distribution. Ce résultat est lié au degré de liberté supplémentaire accordé à la méthode pour se caler. Dans ce cas deux paramètres (bien que dépendants) ont été calés : A et S_0/A . Dans les autres cas, seulement le paramètre S_0/A est optimisé pour chaque bassin, et le paramètre A est fixé : soit à une constante, soit à une valeur régionalisée (ici par PJ100).

Dans le cas des valeurs de A fixées, on voit que A=100 mm présente la distribution la plus mauvaise. La distribution avec A-PJ100 reste en deçà de celle fixée à A-optimum. Les meilleures distributions s'observent pour les valeurs de A supérieures à 300 mm.

Les résultats avec A-PJ100 ne sont pas les résultats optimums puisqu'initialement ce paramétrage était associé à une vidange du réservoir A. Dans ce cas, la vidange introduite conduisait à des résultats situés entre ceux obtenus avec une valeur de A fixée à 300 et 500 mm.

Sur les Figure 6-5 et Figure 6-6, on localise les valeurs des critères de calage pour les valeurs de A-PJ100 et A-Optimum. On note que l'hypothèse sur A-PJ100 (la Figure 6-6) permet de restituer de façon satisfaisante (Nash-local > 80%) les quantiles courants sur la plupart des bassins. Certains bassins présentent cependant des critères qui restent en dessous de 30% comme sur la façade Est et la région parisienne.

La carte A-Optimum (carte Figure 6-5) présente de meilleurs résultats surtout sur le Bassin Parisien ce qui est concordant puisqu'on rajoute un paramètre de plus à caler.

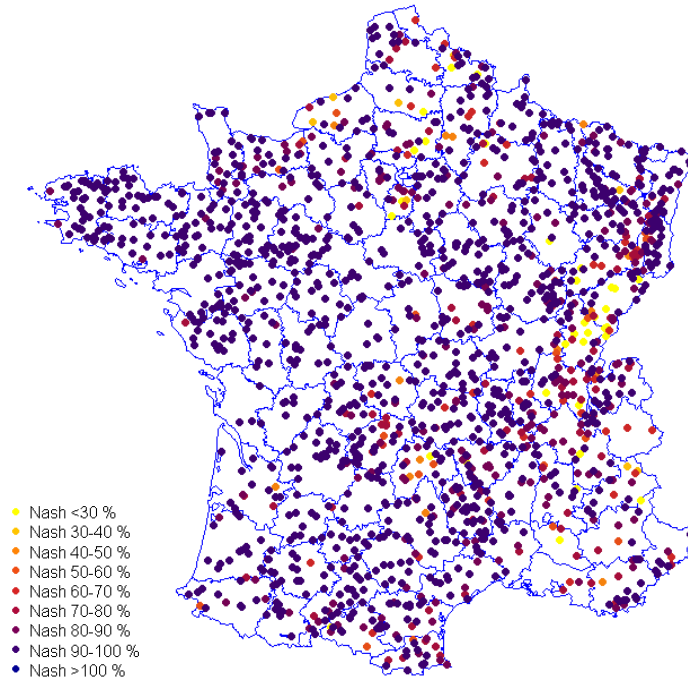


Figure 6-5—Répartition spatiale des critères de Nash-locaux, $A=Optimum$ pour l'échantillon de 1636 bassins versants

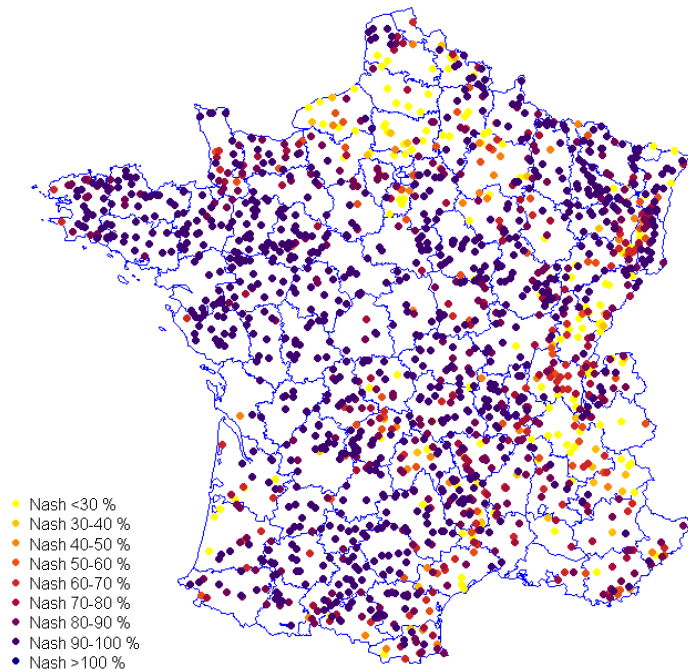


Figure 6-6—Répartition spatiale des critères de Nash-locaux, $A=PJ100$ pour l'échantillon de 1636 bassins versants

Malgré un paramètre de calage supplémentaire, la méthode avec A fixé à sa valeur optimum n'arrive pas à reproduire les quantiles observés sur 34 bassins (soit 2% de l'échantillon), où les critères de Nash-locaux sont inférieurs à 30%. C'est le cas du bassin du Riou de Crachet à Saint-Paul. Il se situe dans les Alpes du Sud, à une altitude moyenne de plus de 2500 m. À cette altitude, le bassin étant sous influence nivale l'application de la méthode est difficile sans la prise en compte de l'influence de la neige sur les écoulements.

Une dizaine de stations dont le critère de Nash-local est inférieur à 30% se situe dans les départements du Doubs et du Jura. Leurs comportements karstiques sont difficiles à reproduire notamment les bassins tels que la Loue et le Doubs. **Pour ces bassins le problème se situe au niveau de la fonction d'abattement car pour des petites superficies les débits journaliers sont proches des débits de pointe (cf. : chapitre 5).**

Pour évaluer les différences entre les critères de Nash-locaux entre A-Optimum et A-PJ100, on a estimé sur ces derniers un critère d'écart relatif, sur chacun des 1636 bassins versants (Figure 6-7). On rappelle que les performances des deux calages sont identiques lorsque le critère d'écart est nul. Si le critère d'écart est supérieur à 10%, le critère de Nash-local de A-Optimum est supérieur de 10% à celui d'A-PJ100.

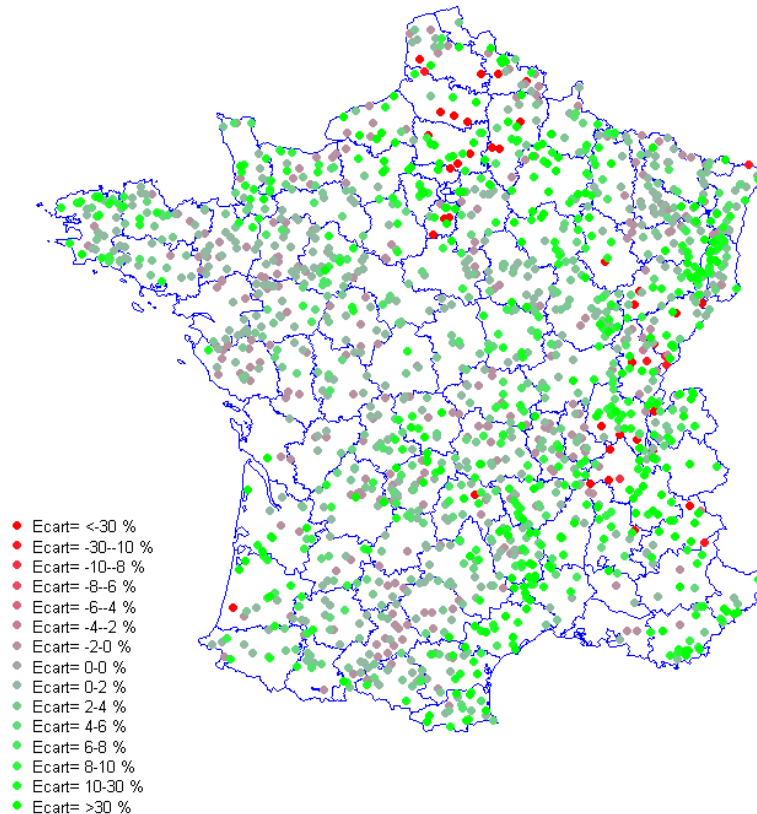


Figure 6-7–Ecart sur les critères de Nash-locaux entre A-Optimum et A-PJ100 pour l'échantillon de 1636 bassins versants

La Figure 6-7 montre que la modélisation avec A-Optimum engendre un gain important sur la restitution des quantiles courants sur l'ensemble de la France ce qui est normal puisque on optimise un paramètre de plus.

6.1.4. Conclusion

L'apport d'un paramètre supplémentaire à caler engendre un gain dans la restitution des quantiles courants et par conséquent sur les critères de Nash-locaux. On s'aperçoit cependant que sur certaines régions les valeurs de A sont très fortes et posent le problème de la saturation du modèle, ce dernier point sera analysé dans le paragraphe suivant.

6.2. Prise en compte du débit de base

6.2.1. Présentation du problème

Le premier paragraphe montre que la méthode Shyreg permet la restitution des quantiles dans la gamme des observations (c.à.d. : pour les périodes de retour inférieures à 10 ans) sur la plupart des stations. On examine maintenant la rétention théorique maximum, pour chaque saison. La rétention théorique maximale correspond au cumul de pluie qui doit être transféré vers le réservoir A pour qu'il soit saturé. On fait l'hypothèse que si le réservoir de production est saturé, alors le bassin est à saturation. Elle est définie :

$$R = A - S_0 \quad (74)$$

Avec :

- R : rétention théorique maximale en mm
- A : capacité du réservoir de production, A en mm
- S₀ : l'état initial en eau du réservoir de production, paramètre calé

La rétention théorique maximale permet surtout de combiner les paramètres A et S₀/A, qui sont liés, pour évaluer un paramètre de rétention maximale obtenu après calage du modèle.

En examinant les zones où les rétentions théoriques maximales (obtenues avec un A-Optimum) sont importantes (c.à.d. supérieures à 500 mm), deux zones se distinguent. La première comprend le Bassin Parisien, ainsi que les départements limitrophes (Somme, Eure, Yonne, Aube etc.), la deuxième région rassemble les bassins situés en zone montagneuse (Alpes, Massif-Central et Pyrénées).

Notons que la formulation de la production ne permet pas d'atteindre cette rétention de façon stricte, mais permet de s'en rapprocher. Les Figure 6-8 et Figure 6-9 représentent les cartes de France des rétentions théoriques maximales obtenues dans le cas d'un calage de S₀/A pour la valeur optimale de A en chaque bassin.

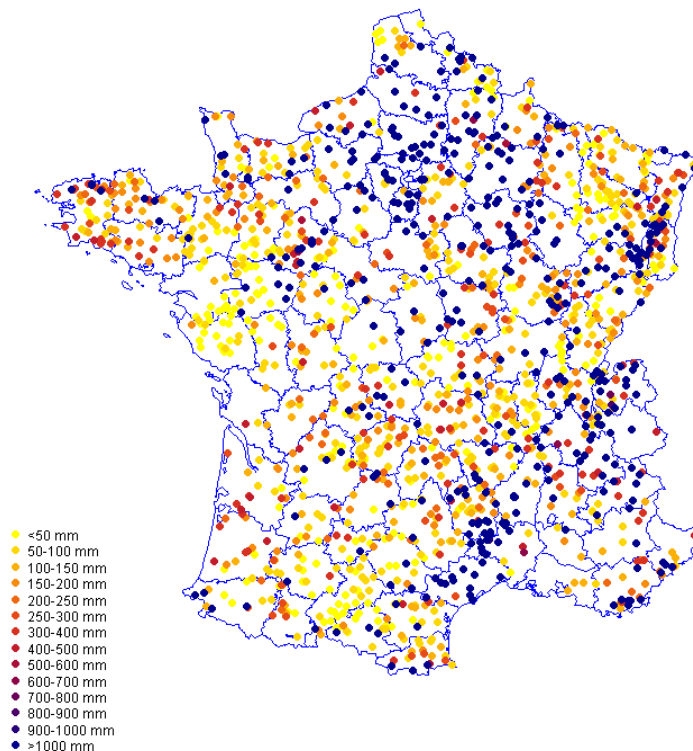


Figure 6-8—Carte de France de la rétention théorique maximale pour l'hiver avec $A=A\text{-Optimum}$ pour l'échantillon de 1636 bassins versants

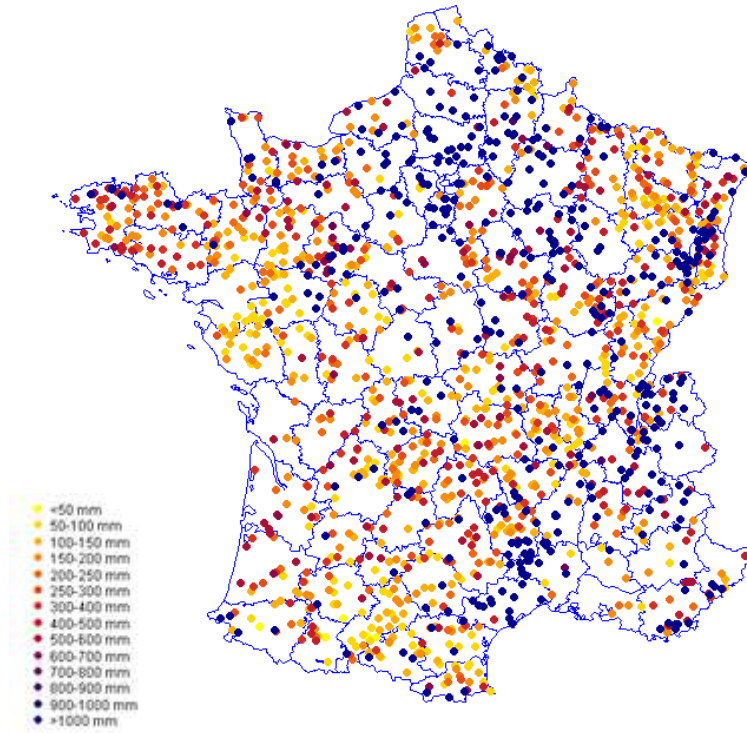


Figure 6-9–Carte de France de la rétention théorique maximale pour l'été avec $A=A\text{-Optimum}$ pour l'échantillon de 1636 bassins versants

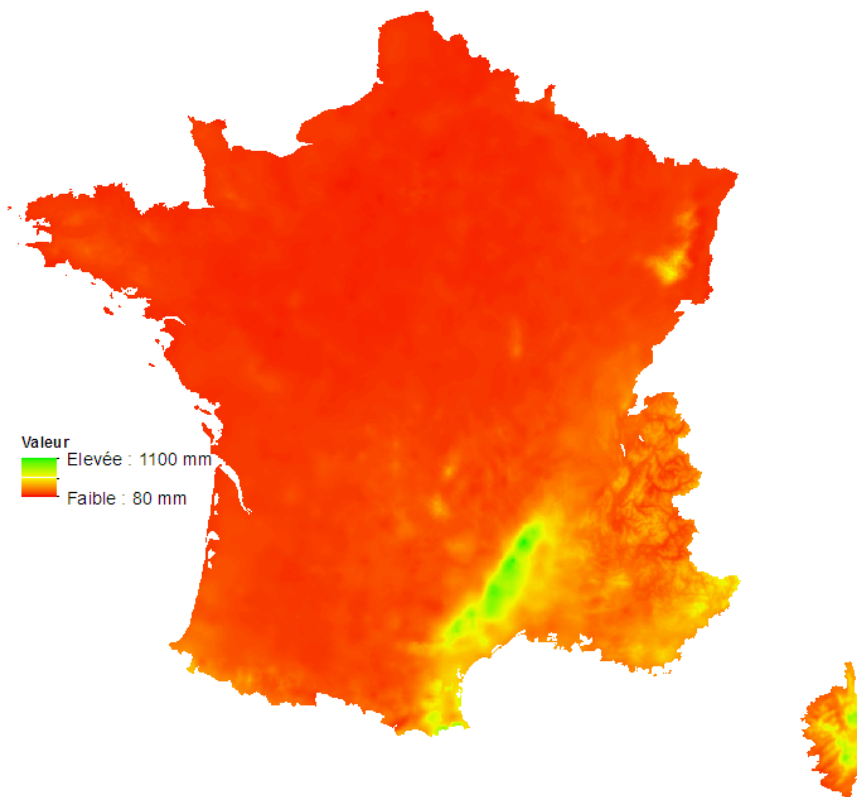


Figure 6-10–Carte de France de la pluie Shyreg de durée 72h et de période de retour 500 ans

On remarque que les rétentions les plus fortes se situent sur le Bassin Parisien, le ballon d'Alsace, les Alpes et le Massif Central (les Cévennes) et dans le Var avec des rétentions supérieures à 500 mm. On s'aperçoit que certains bassins présentent des rétentions très fortes de plus de 1000 mm ce qui signifie que ces bassins n'arriveront jamais à saturation³⁶, avec la pluviométrie locale qui les accompagne (cf. Figure 6-10).

Pour le Bassin Parisien et pour une durée de 72h à une période de retour de 500 ans les cumuls de pluie sont de l'ordre de 200 mm³⁷. Cette valeur est très inférieure à celle de la rétention théorique maximale de 1000 mm que l'on retrouve sur la Figure 6-9

Remarque : ce paramètre est une composante importante de l'étude du comportement à l'infini. Une étude plus poussée de cette rétention est présentée à la fin de cette partie, sur les versions régionalisées des essais réalisés où l'on estime la période de saturation du bassin versant, paragraphe 6.3.8.

On étudie plus en détail deux zones où les rétentions théoriques maximales sont importantes (c.à.d. supérieures à 500 mm) :

- le Bassin Parisien
- les zones montagneuses

Sur ces deux régions, on analyse le comportement hydrologique des bassins pour reproduire au mieux les observations.

³⁶ Les pluies sur ces bassins ne sont pas assez fortes pour saturer complètement le réservoir de production. Cette variable sera étudiée dans le paragraphe 6.3.8

³⁷ Cette valeur de 200 mm ne tient pas en compte de l'abattement des pluies

6.2.2. Zoom sur le Bassin Parisien

a. Présentation des bassins

On étudie les stations du Bassin Parisien, qui regroupe 216 stations hydrométriques (Figure 6-11). Les départements de l’Oise (60) et de l’Essonne (91) ont beaucoup de stations avec des rétentions au dessus de 1000 mm. Parmi ces bassins on retrouve les bassins de la Somme, de la Nièvre, de l’Essonne, de la Marne et du Commerce.

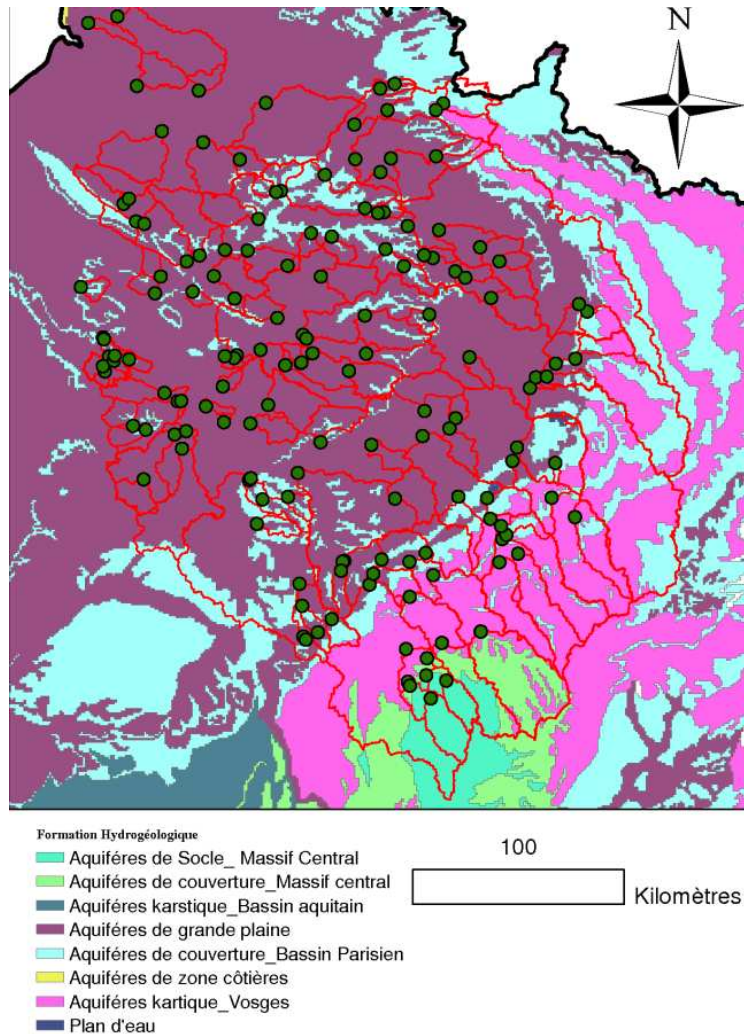


Figure 6-11–Carte hydrogéologique et emplacement des stations hydrométriques sur le Bassin Parisien (Chapitre 3 paragraphe 3.2.5.d)

b. Comportement hydrologique des bassins

En examinant l’hydrogéologie (Figure 6-11), on note que ces bassins sont situés majoritairement sur des aquifères de grande plaine (type 5 dans la classification retenue). Ces aquifères ont un comportement hydrologique particulier. Le ruissellement en crue est plutôt faible et associé à un débit de base fort. Ces bassins sont peu réactifs et peuvent échanger de l’eau avec la nappe phréatique. Certaines études ont montré que ces bassins présentent des débits de crue composés à 90% par un débit de base, comme les bassins de l’Essonne et de la Somme (Amraoui et al. 2002; Deneux and Martin 2001; Gascoïn et al. 2009).

Ce constat amène à étudier le régime hydrologique particulier de ces bassins. On présente la chronique des débits à pas de temps variable de l'Essonne à Ballancourt ($S=1870 \text{ km}^2$) et de la Somme à Péronne ($S=1294 \text{ km}^2$) sur la Figure 6-12.

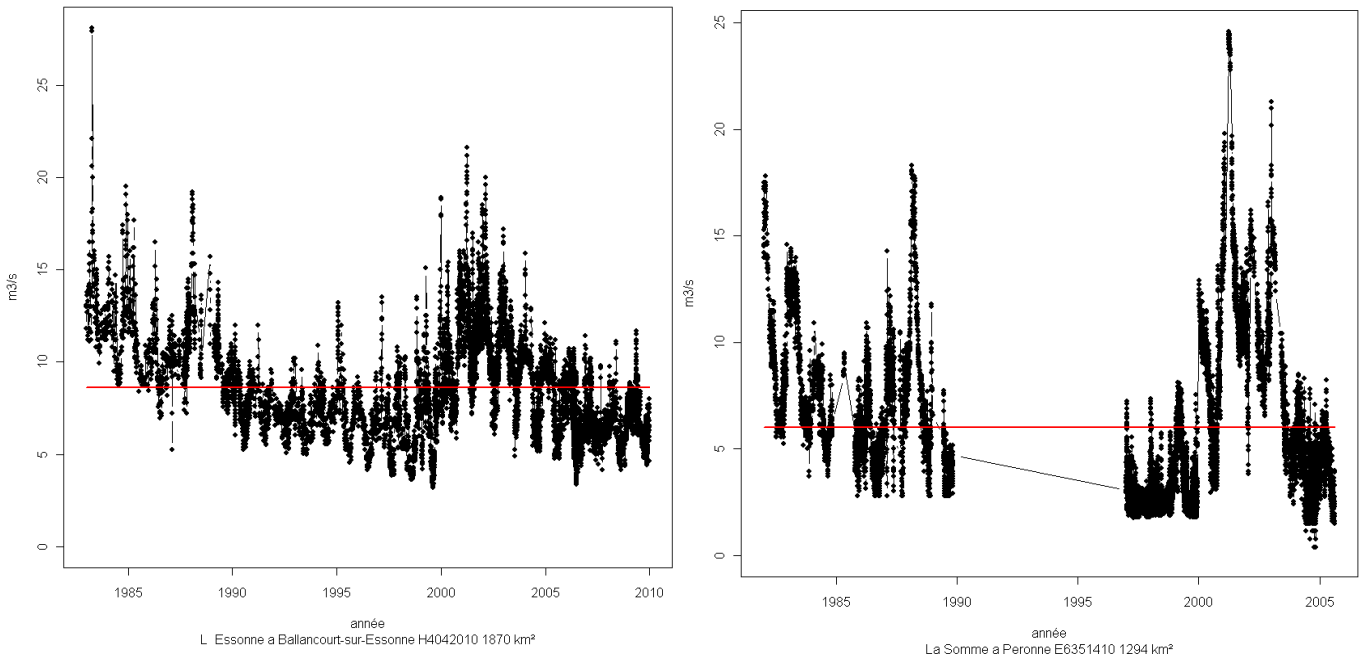


Figure 6-12—Chroniques de débit instantané de la station de l'Essonne à Ballancourt à gauche (code hydro=H4042010, $S=1870 \text{ km}^2$) et de la Somme à Péronne à droite (code hydro=E63514410, $S=1294 \text{ km}^2$). La droite de couleur rouge correspond au débit moyen mensuel annuel.

Pour l'Essonne, on observe un débit soutenu durant les périodes 1985-1990 et 2000-2005. Il ne redescend pratiquement jamais en dessous de $8 \text{ m}^3/\text{s}$ (trait rouge). Le débit de pointe maximal sur toute la chronique est estimé à $28 \text{ m}^3/\text{s}$ ce qui représente à peine 3 fois le débit moyen mensuel annuel. Pour la Somme on constate le même comportement avec un débit très soutenu durant les années 2000-2003³⁸, où le débit ne redescend pas en dessous de $10 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce débit de base représente une part importante du débit de pointe maximal de l'ordre de $25 \text{ m}^3/\text{s}$.

On s'aperçoit que ce type d'aquifère (aquifère de grande plaine) pose un problème pour la méthode Shyreg qui ne prend pas en compte un débit de base avant chaque événement de crue simulée. On estime que le débit de base est nul. En effet, le modèle travaille en événementiel et ne peut considérer pour chaque événement un débit initial. Si ce débit peut être largement négligé en milieu méditerranéen (zone de développement initial de la méthode), il est très significatif pour certains bassins, tels que ceux étudiés ici.

Plusieurs problématiques sont à résoudre :

- comment choisir correctement la valeur du débit de base (ou débit initial au début de l'événement pluvieux) ?
- comment la prendre en compte dans la modélisation ?
- comment faire pour régionaliser cette donnée sans introduire un paramètre supplémentaire ?

³⁸ La crue de Janvier 2001 a duré plusieurs semaines et a causé presque 100 millions d'euros de dégâts.

c. Le modèle LOIEAU

Dans la littérature on retrouve des solutions pour estimer localement le débit de base (Duband et al. 1993; Lyne and Hollick 1979; Tularam and Ilahee 2008). Mais on a choisi d'exploiter les informations issues du modèle LOIEAU, fournissant des estimations régionales des débits mensuels sur l'ensemble de la France.

Le modèle LOIEAU modélise des débits mensuels à partir de données de pluie, de neige, d'évapotranspiration et de température (Folton and Arnaud 2009; Folton et al. 2010; Folton and Lavabre 2006; Folton and Lavabre 2007). Les données SAFRAN produites par Météo-France (Durand et al. 1993; Quintana-Segui et al. 2008), sont spatialisées à des mailles de 8 km * 8 km sur l'ensemble du territoire français sur de longues périodes (de juillet 1970 à aout 2008). Le modèle hydrologique utilisé est un modèle conceptuel à 4 réservoirs fonctionnant au pas de temps mensuel.

La partie production est constituée de deux réservoirs Figure 6-13. Un réservoir gère la production issue de la pluie (Figure 6-13 réservoir de gauche) et l'autre la fonte de la neige (Figure 6-13 réservoir de droite). La production est distribuée à l'échelle de la maille (8*8 km). Pour la neige, l'eau résultant de la fonte est rajoutée à la pluie nette (pluie transitant du réservoir de production) (Valery 2010).

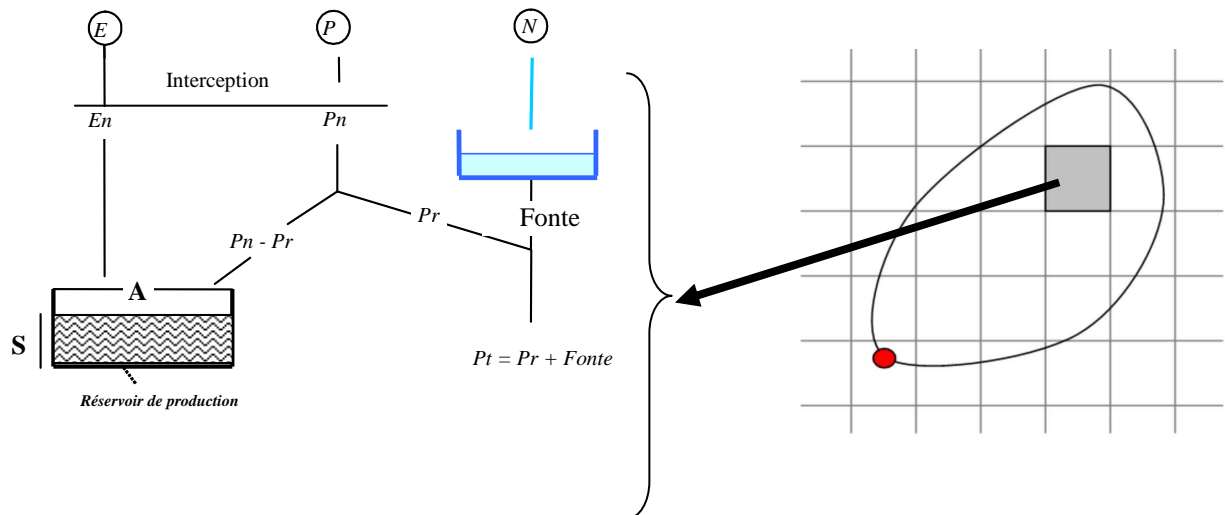


Figure 6-13—Schéma du fonctionnement de la fonction de production distribuée à une maille de 8km².

On somme les lames d'eau P_t issues de chacun des pixels constituant le bassin pour en former une unique, $P_{tot}BV$ qui transite ensuite via le module transfert Figure 6-14. Ce dernier est constitué de deux réservoirs de routage : un routage rapide et un routage lent.

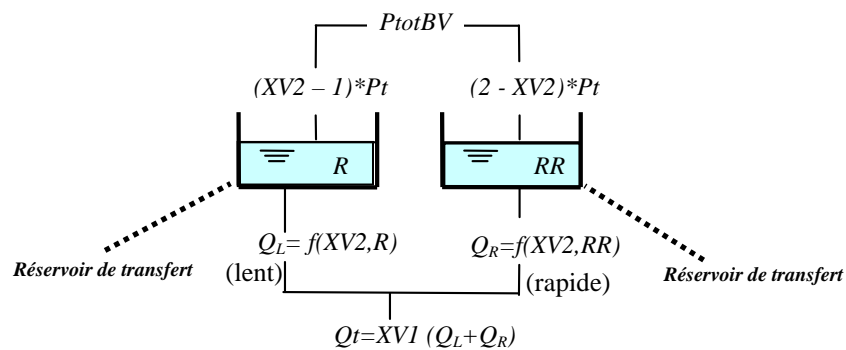


Figure 6-14—Schéma de la fonction de transfert pour un bassin versant

L'ensemble des paramètres du modèle LOIEAU ont été régionalisés à une maille de 8*8 km, permettant de modéliser des chroniques de débit mensuel à partir des données de pluie, neige et ETP (Folton et al. 2010). Ces chroniques sont ensuite traitées pour en tirer des valeurs statistiques (module, moyennes mensuelles, quantiles, ...) facilement cartographiables. Ainsi, on dispose des grilles de débit mensuel à l'échelle de la France pour chaque mois. La Figure 6-15 représente la grille du module en mm.

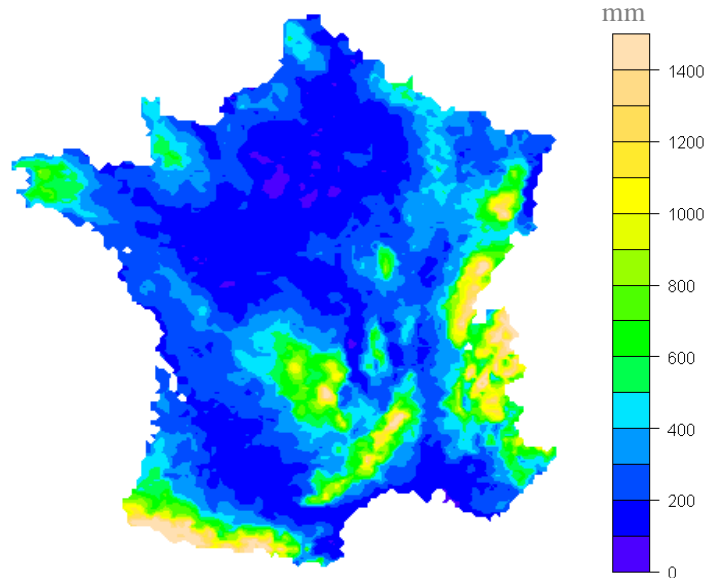


Figure 6-15–Cartographie du module en mm sur la France

La Figure 6-16 représente les débits moyens mensuels observés et régionaux pour l'été, l'hiver et l'année sur les 216 bassins de la région Parisienne.

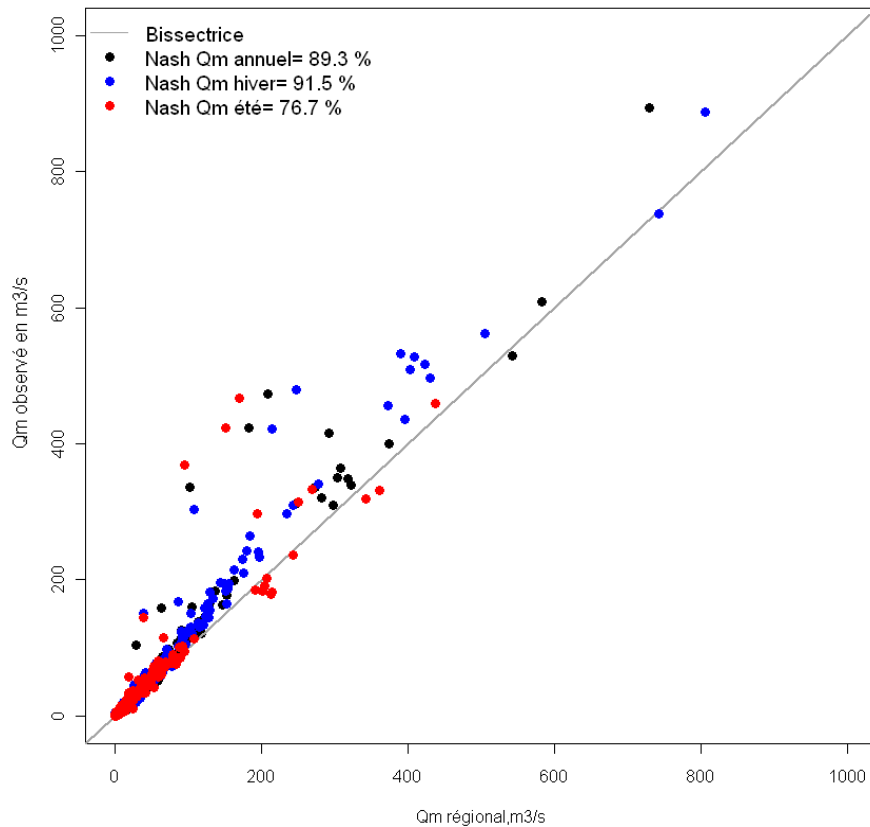


Figure 6-16–Débits moyens mensuels annuels observés et régionaux sur les 216 bassins de la région Parisienne

Pour chaque saison, on a estimé un critère de Nash-global entre les débits moyens mensuels observés et régionaux des 216 bassins (Figure 6-16). Pour l'annuel et l'hiver les critères de Nash-globaux sont bons car ils sont au dessus de 90%. Seul l'été présente un critère de Nash-global inférieur à 80%. Pour certains bassins la méthode engendre des débits régionaux moins forts que les observations.

d. La prise en compte du débit de base dans le calage

L'objectif est de prendre en compte le débit moyen mensuel annuel dans la méthode Shyreg. On soustrait le débit moyen mensuel annuel aux quantiles de débit de pointe et de débit journalier de période de retour 2, 5 et 10 ans.

De cette façon on compte soustraire au débit de crue une quantité d'eau pouvant résulter de la nappe, pour ne conserver que le volume de la crue issu de l'événement pluvieux.

On procède alors au calage de la méthode (détermination de la production, S_0/A , chapitre 3 paragraphe 3.2.4) sur ces quantiles courants auxquels ont été ôtés le débit moyen mensuel annuel, c'est le calage n°2. Afin de pouvoir comparer au calage classique (calage n°1) on translate les distributions de fréquence issue du calage n°2, de la valeur du débit moyen mensuel annuel Figure 6-17.

Le paragraphe suivant présente les résultats lorsqu'on recale la méthode : on détermine à nouveau la taille du réservoir de production (A-optimum) ainsi que la valeur de la production (S_0/A) du bassin. **On appelle ce calage, le calage n°2**

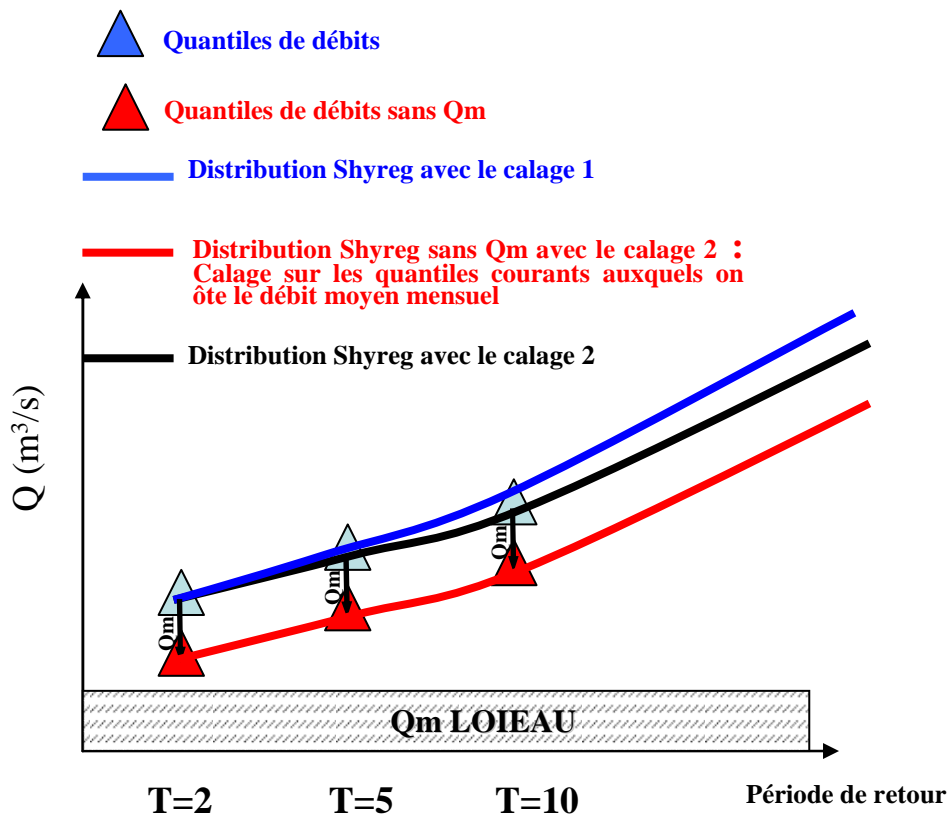


Figure 6-17—Schéma du calage n°1 et du calage n°2 de la méthode Shyreg en prenant en compte le débit moyen mensuel annuel.

e. Résultats du calage n°2 sur les 216 bassins

Dans ce paragraphe on montre les résultats du calage de la méthode avec prise en compte du débit de base (calage n°2 paragraphe 6.2.2.d) et sans prendre en compte le débit de base (calage n°1 paragraphe 6.2.2.d). Le débit de base a été fixé au débit moyen mensuel annuel du modèle LOIEAU car on dispose de cette information sur l'ensemble du territoire.

Les résultats sont présentés sur la Figure 6-18, où les deux distributions du critère de Nash-local sont tracées pour le calage n°1 (calage classique sur les quantiles courants, paragraphe 6.2.2.d) et le calage n°2 (calage sur les quantiles courants sans le débit moyen mensuel, paragraphe 6.2.2.d).

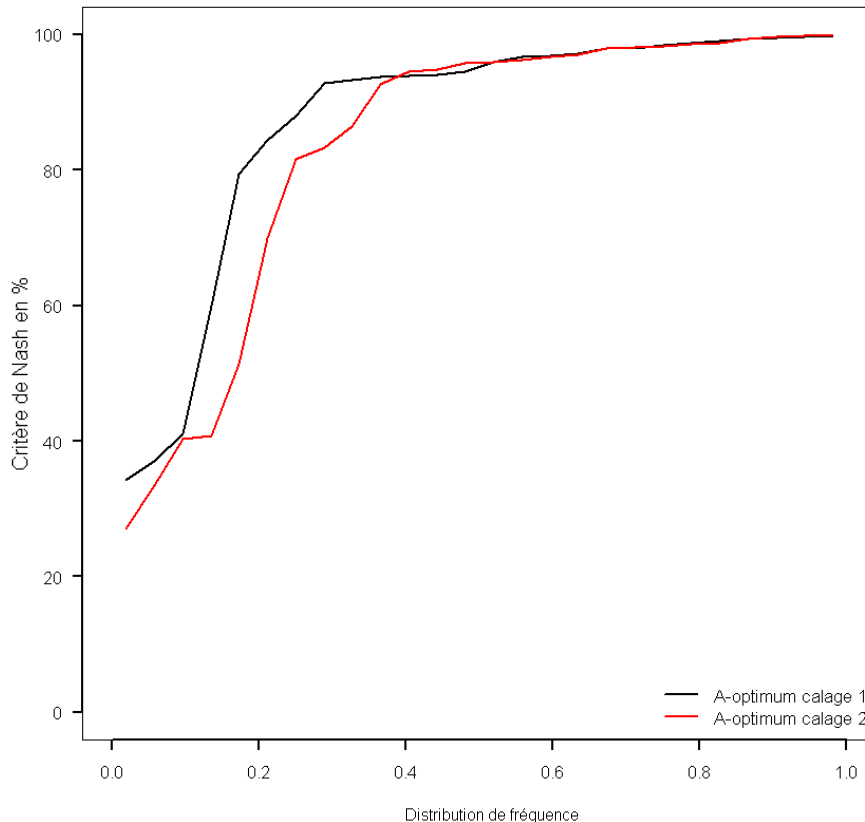


Figure 6-18—Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux pour A-Optimum pour les calages n°1 et n°2 sur les 216 stations du Bassin Parisien

L'examen de la Figure 6-18 montre que le critère de Nash-local est dégradé légèrement. On étudie l'impact du calage n°2 sur la rétention théorique maximale (Figure 6-18).

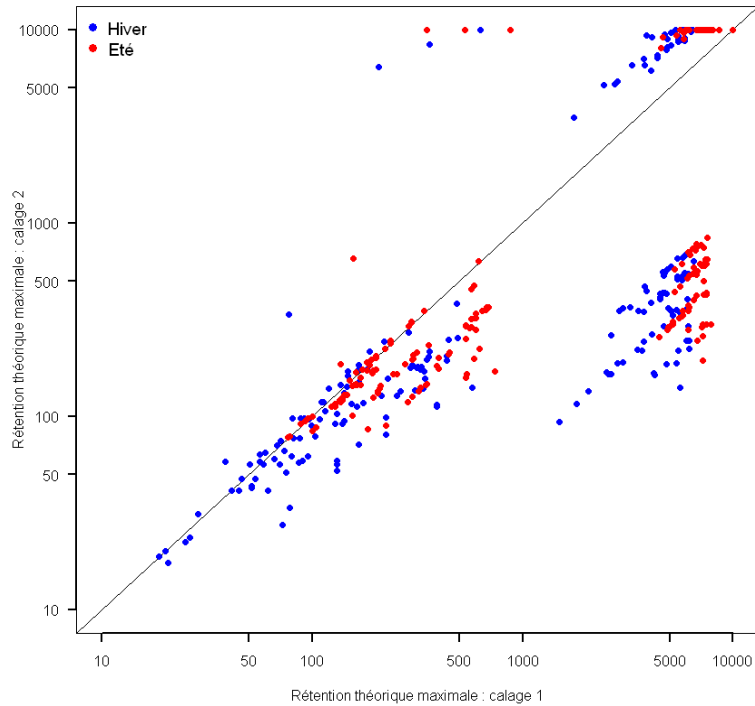


Figure 6-19–Comparaison des rétentions théoriques maximales pour A-Optimum entre le calage n°1 (calage classique) et calage n°2 (calage sans le débit moyen mensuel annuel), pour l’été en rouge et pour l’hiver en bleu, pour les 216 bassins versants du Bassin Parisien.

Le calage n°2 (réalisé en éliminant le débit moyen mensuel annuel) induit un changement de la valeur d’A-optimum. La Figure 6-19 montre de façon globale que la valeur de la rétention est diminuée. La rétention médiane se situe vers 293 mm (calage n°2) au lieu de 2670 mm (calage n°1).

Au final le calage n°2 permet de diminuer la valeur de A (Figure 6-20) sans pour autant dégrader de manière notable le critère de calage Figure 6-18.

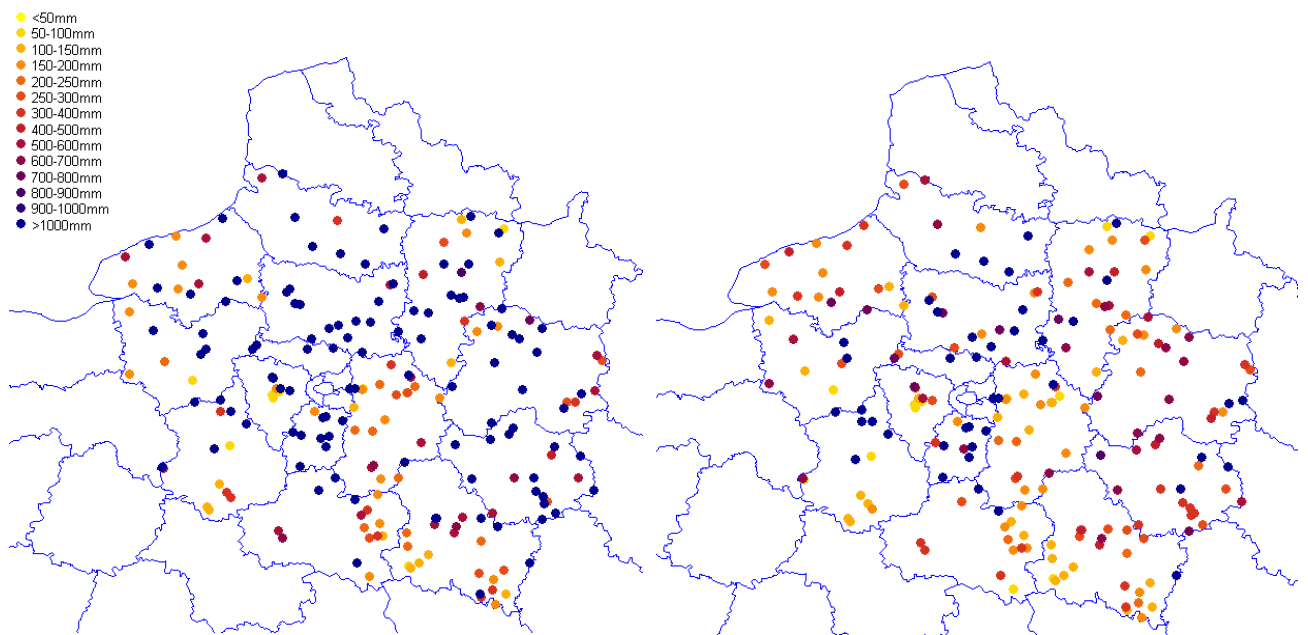


Figure 6-20–Rétention théorique maximale pour A-Optimum pour l’été avec le calage n°1 à gauche et avec le calage n°2, à droite sur les 216 bassins de la région Parisienne.

Le bassin de l'Essonne à Ballancourt-sur-Essonne (code hydro= H4042010 S=1870 km²) a été choisi pour montrer les distributions de débits de Shyreg pour les deux calages (Figure 6-21). La valeur optimale de A passe de 1000 mm (calage n°1) à 500 mm (calage n°2). Les résultats montrent aussi une amélioration du critère de Nash-local de 33% pour le calage n°1 à 94% pour le calage n°2.

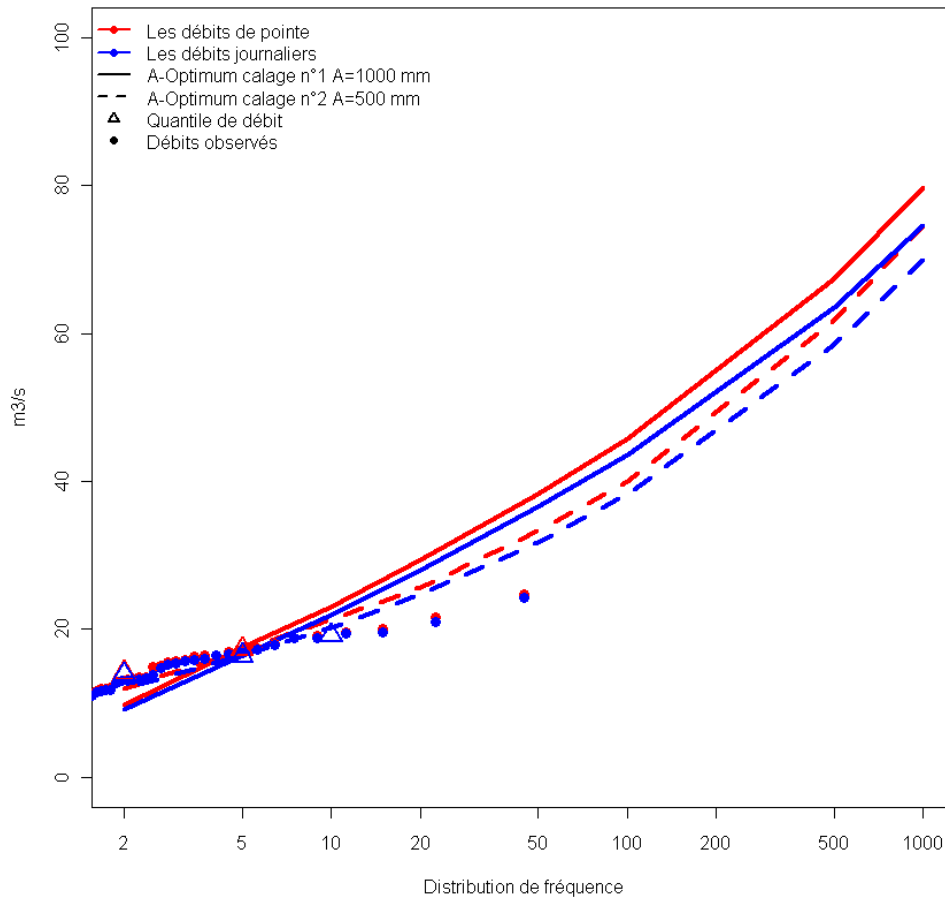


Figure 6-21—Distribution de fréquence des débits pour la saison hiver du bassin de l'Essonne à Ballancourt (code hydro= H4042010 S=1870 km²) pour les débits de pointe (couleur rouge) et les débits journaliers (couleur bleu). En pointillé les distributions Shyreg avec A-optimum (calage n°2) et en trait plein les distributions Shyreg avec A-optimum (calage n°1). Les triangles correspondant aux quantiles de débit ajustés à une loi GEV-bornée sur les débits observés et les points aux observations.

f. Conclusion sur l'étude du Bassin parisien

En étudiant le comportement hydrologique des bassins à forte valeur de A-Optimum, on s'est rendu compte que le débit de base (ou débit au début de la crue) représente une part importante des débits des cours d'eau lors de la crue (pour certains le débit de base représente plus de 50% du débit de pointe). Il était important de le prendre en compte et d'utiliser les débits moyens mensuels annuels régionalisés de la méthode LOIEAU.

Les résultats du calage n°2 (on soustrait aux quantiles un débit moyen mensuel annuel) ont montré en moyenne une diminution de la capacité du réservoir de production (A) optimisée et par conséquent de la rétention théorique maximale. Ainsi, on a « diminué » le problème de l'équifinalité sans pour autant dégrader le critère de qualité. Reste à étudier les bassins où le débit mensuel varie beaucoup selon la saison : c'est-à-dire les bassins situés en zone de montagne soumis au phénomène de fonte de neige.

6.2.3. Les bassins versants de montagne

a. Présentation des bassins

Les bassins versants de montagne ont un débit moyen annuel plus variable que ceux situés dans les plaines. Ces bassins ont une forte variabilité saisonnière due au stockage de la neige qui agit comme un réservoir pour réguler la variabilité de précipitation. Pendant la saison hivernale, l'eau s'accumule sous forme de neige et entraîne un décalage entre le moment où elle tombe et celui où elle participe aux processus de fonte et donc de ruissellement. Au contraire durant la saison estivale, le ruissellement généré par des épisodes pluvieux s'ajoute au phénomène de fonte de la neige lié à l'augmentation de la température. Il peut aussi se rajouter un effet aggravant de précipitation tombant sur un manteau neigeux entraînant des débits liquides importants.

On a extrait les bassins situés à une altitude moyenne de plus de 1000 m. Au total, on dispose d'un échantillon de 180 bassins versants (l'Isère, l'Ubaye, la Durance, le Buech, le Tech, le Têt, l'Allier) pour lesquels la rétention théorique maximale (équation (74)) moyenne est de 1717 mm en été et de 1217 mm en hiver. La Figure 6-22 localise ces bassins.

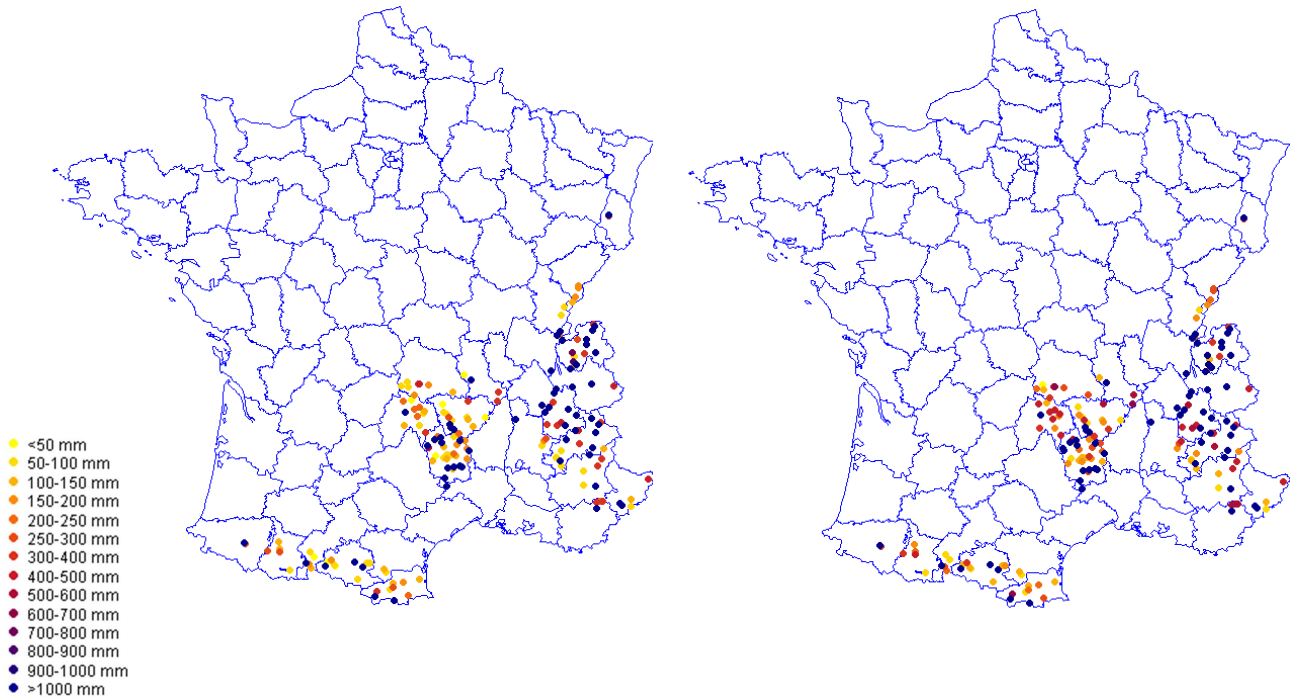


Figure 6-22—Localisation des 180 bassins versants avec des altitudes moyennes supérieures à 1000m et représentation des rétentions théoriques maximales pour A-Optimum pour le calage n°1, à gauche pour l'été et à droite pour l'hiver.

b. Comportement hydrologique des bassins

Ces bassins ont des régimes hydrologiques mixtes de type pluvio-nival³⁹. Ces bassins se caractérisent en général par deux maxima et deux minima des débits moyens mensuels. Le coefficient de débit mensuel est le rapport du débit mensuel moyen au module interannuel (Hingray et al. 2009; Musy and Higy 2004; Pardé 1933). Les coefficients des débits moyens mensuels sont examinés sur deux bassins versants (Figure 6-23 et Figure 6-24), le premier est l'Isère à Beaumont-Montoux. (S=11800 km² et code hydrométrique=W3540010, 55 ans de données) et le second est l'Ubaye au Lauzet (S=976 km² et code hydrométrique= X0454010, 50 ans de données).

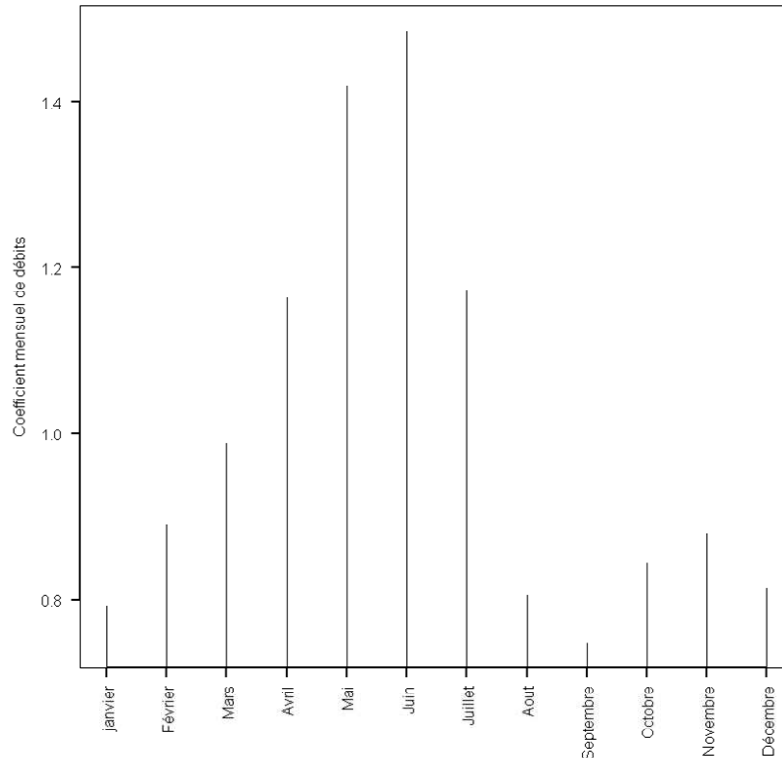


Figure 6-23—Le coefficient mensuel de débit de l'Isère à Beaumont-Montoux, code hydro=W3540010, S=11800 km², 55 ans de données.

Pour l'Isère le débit moyen mensuel varie entre 500 m³/s (juin) et 250 m³/s (septembre) et pour l'Ubaye le débit moyen mensuel varie de 50 m³/s (Juin) à moins d'une dizaine de m³/s pour le mois de Janvier. Ainsi le coefficient mensuel des débits varient entre 0.5 et 2.6 pour l'Ubaye et entre 0.75 et 1.5 pour l'Isère. On observe une variation importante des débits mensuels, ce qui pose problème quand à la valeur de débit moyen mensuel à ôter si l'on veut suivre la même approche que celle développée pour le Bassin Parisien qu'on nomme calage n°2 (paragraphe 6.2.2).

³⁹ Le régime pluvio-nival est caractérisé en général par deux maxima au niveau des coefficients mensuels de débits, l'un vers avril mai qui correspond à la fonte des neiges et l'autre vers septembre-octobre qui correspond à la période des fortes pluies automnales.

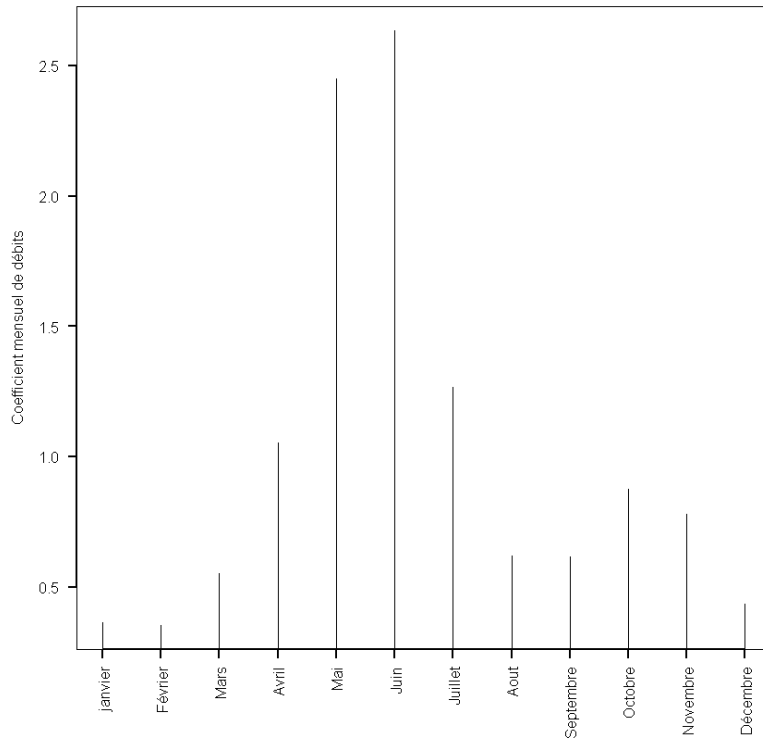


Figure 6-24—Le coefficient mensuel de débit de l'Ubaye au Lauzet, code hydro=X0454010, $S=946 \text{ km}^2$, 50 ans de données.

c. Résultats de différents calages n°2

Différents essais ont été réalisés sur le choix du débit à ôter avant l'optimisation du paramètre $S0/A$. Les résultats sont présentés sur le graphique de la Figure 6-25.

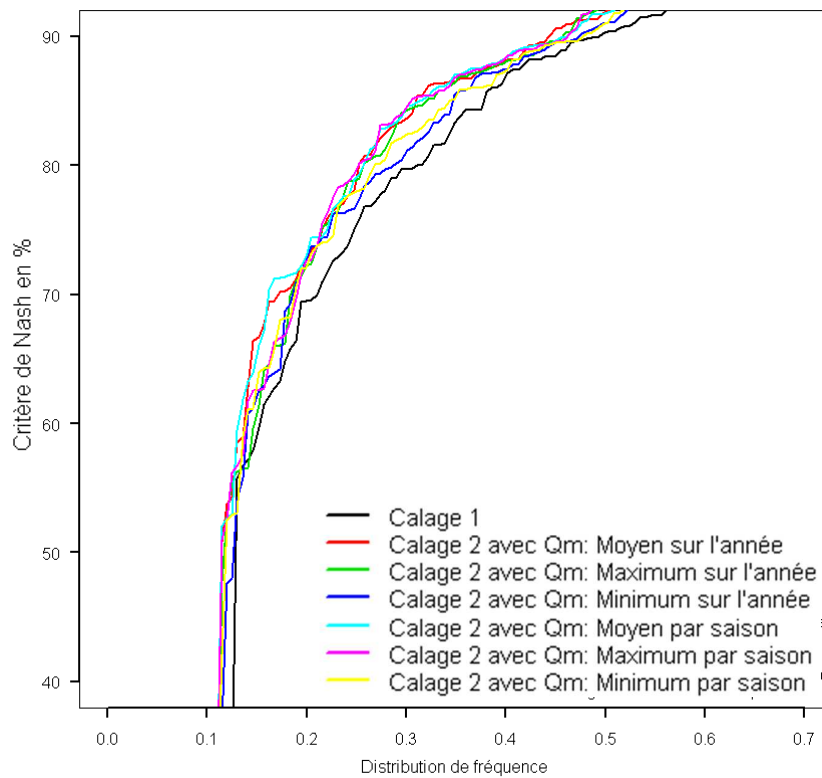


Figure 6-25—Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux pour différents calages, avec A-Optimum pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.

On a alors cherché à quantifier l'impact du choix du débit de base à ôter, sur le calage de la méthode. Pour cela, on cale la méthode (détermination de $S0/A$ et de A -optimum) de 6 façons :

- C- Q^A -Moyen : Calage n°2 sans le débit moyen mensuel annuel
- C- Q^A -Minimum : Calage n°2 sans le débit minimum mensuel annuel
- C- Q^A -Maximum : Calage n°2 sans le débit maximal mensuel annuel
- C- Q^S -Moyen : Calage n°2 sans le débit moyen mensuel saisonnier
- C- Q^S -Minimum : Calage n°2 sans le débit minimum mensuel saisonnier
- C- Q^S -Maximum : Calage n°2 sans le débit maximum mensuel saisonnier

La Figure 6-25 représente les distributions du critère de Nash-local pour les différents calages.

- le calage n°1 entraîne la plus mauvaise distribution des critères de Nash-locaux, elle se distingue assez nettement des distributions obtenues par le calage n°2.
- parmi le calage n°2, les meilleurs résultats sont obtenus pour les calages C- Q^A -moyen et C- Q^S -moyen.

On choisit, pour mener le calage n°2, d'ôter le débit moyen mensuel saisonnier (C- Q^S -moyen).

On trace sur la Figure 6-26 les rétentions théoriques maximales pour les deux calages (calage n°1 et calage n°2).

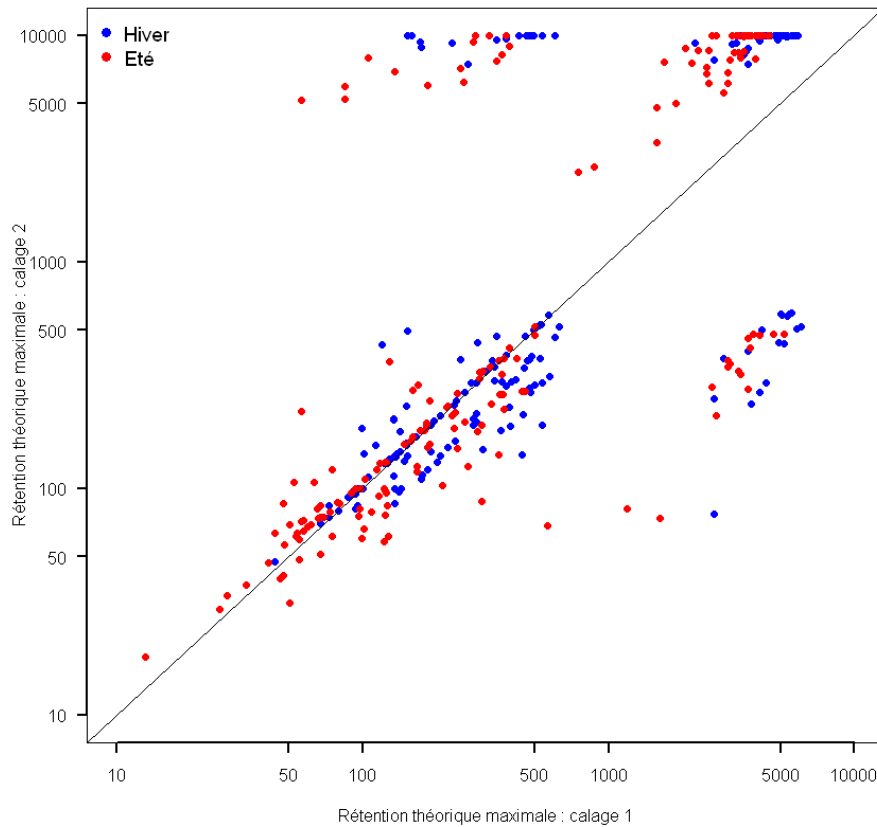


Figure 6-26—Les rétentions théoriques maximales pour A-Optimum avec le calage n°1 et le calage n°2 (en ôtant le débit moyen mensuel saisonnier), en rouge pour l'été et en bleu pour l'hiver pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.

L'analyse de la rétention théorique maximale sur la Figure 6-26 montre une tendance à l'augmentation : en moyenne la rétention pour l'été passe de 1717 mm pour le calage n°1 à 1775 mm pour le calage n°2. Sur 180 bassins versants 69 ont vu leur rétention théorique maximale diminuer.

On a ensuite sélectionné les bassins dont les A-optimum étaient de 10 000 mm. La Figure 6-27 représente les critères de Nash-locaux obtenus pour $A=1000$ mm en fonction des critères de Nash-locaux obtenus pour $A=10\ 000$ mm.

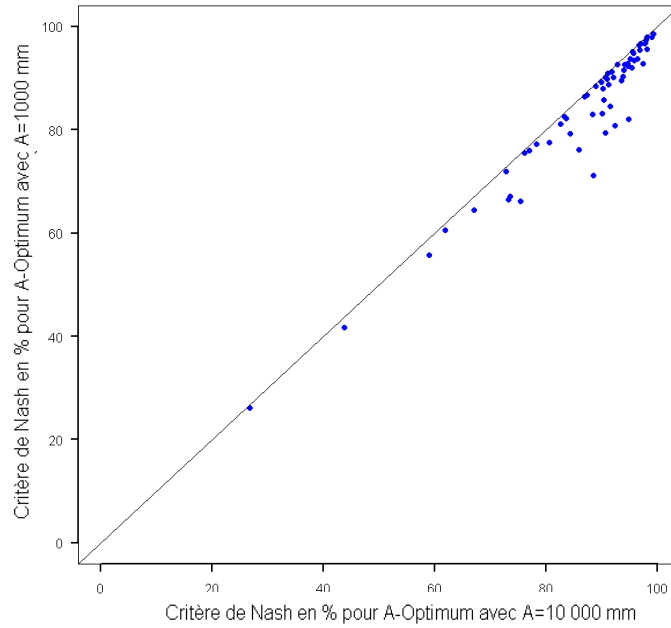


Figure 6-27—Evolution des critères de Nash-locaux pour 60 bassins dont le A-Optimum est de 10 000 mm et évaluation de l’impact sur les critères de Nash-locaux avec un A=1000mm

On observe une légère dégradation des critères de Nash-locaux quand on fixe la valeur de A à 1000 mm au lieu de 10 000mm. Cette dégradation est négligeable car en moyenne on dégrade les résultats de moins de 5%. Compte tenu de ces résultats, on peut borner A-optimum entre 100 et 1000 mm. Ce calage est nommé calage n°3. Sur la Figure 6-28, on examine les rétentions théoriques maximales entre le calage n°1 et le calage n°3. L’objectif est de réduire la plage de valeur que peut prendre A, pour réduire en même temps le problème d’équifinalité.

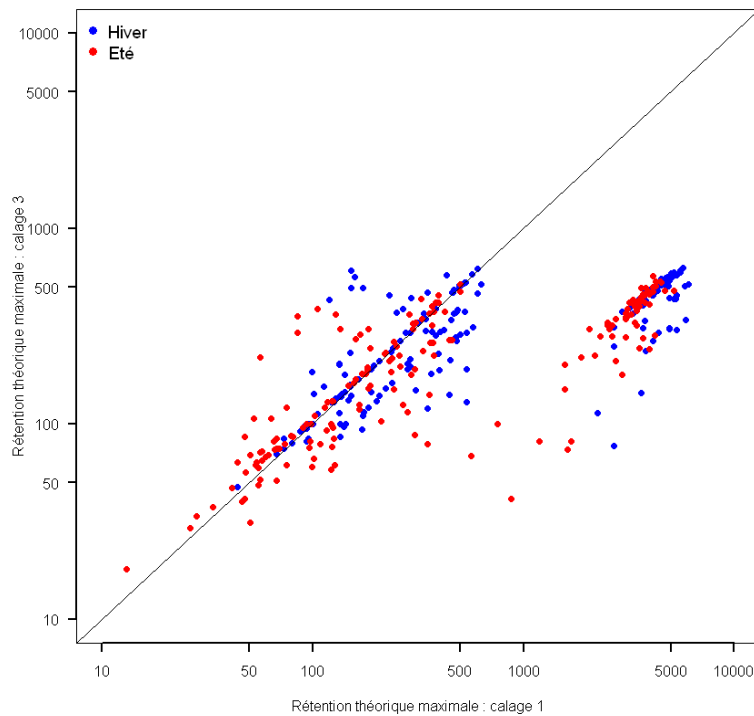


Figure 6-28—Les rétentions théoriques maximales avec le Calage n°1 et le Calage n°3, en rouge pour l’été et en bleu pour l’hiver, pour A-Optimum pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.

Ce dernier calage permet de diminuer fortement la rétention théorique maximale et donc le problème de l'équifinalité. Pour montrer l'impact du calage n°3 sur les fréquences extrêmes de débit, l'exemple du bassin de l'Ubaye a été choisi Figure 6-29.

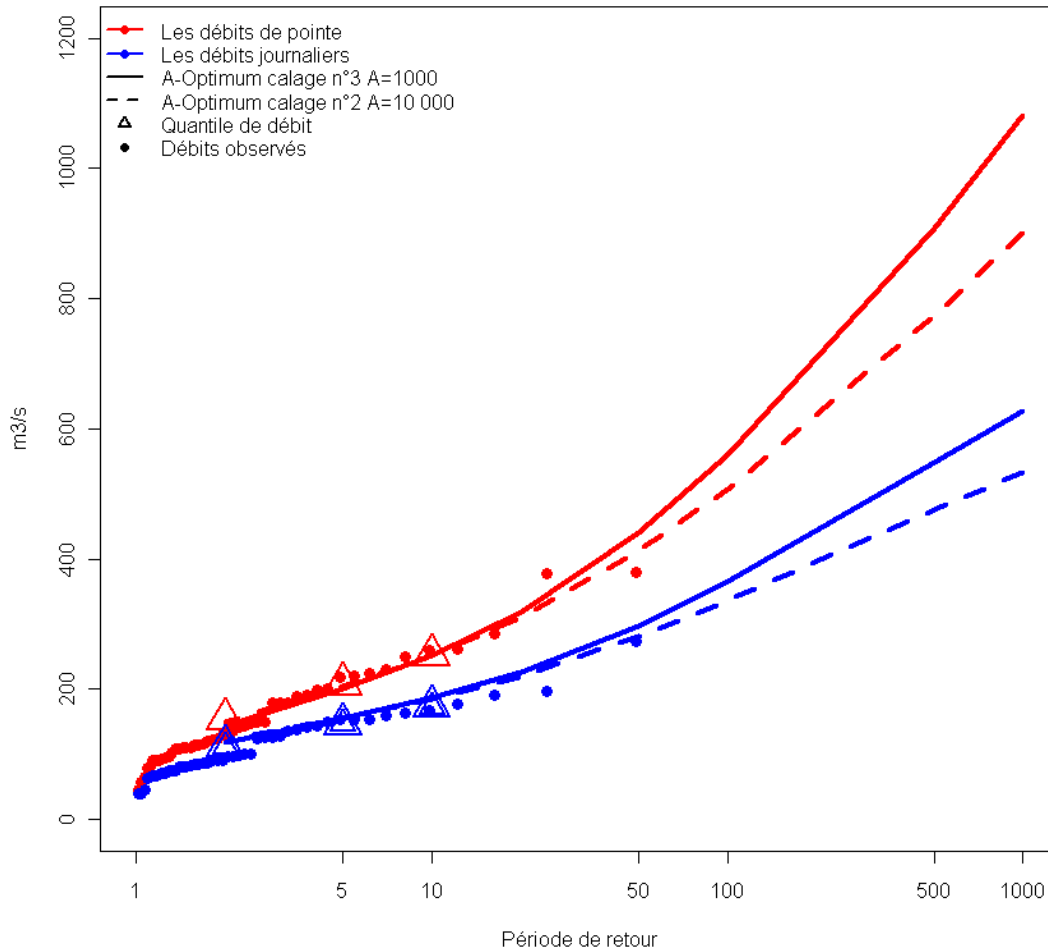


Figure 6-29—Distribution de fréquence des débits pour la saison été du bassin l'Ubaye au Lauzet-Ubaye [Roche Rousse] (code hydro=X0454010 ,S=946 km²). Pour les débits de pointe (couleur rouge) et les débits journaliers (couleur bleu). En pointillé les distributions Shyreg avec A-Optimum (calage n°2) et en trait plein les distributions Shyreg avec A-Optimum (calage n°3). Les triangles correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée. Les points correspondent aux observations.

Sur la Figure 6-29, les distributions de débit Shyreg de l'Ubaye au Lauzet-Ubaye pour le calage n°2 et le calage n°3 sont tracées. Pour le calage n°2 A-optimum est de 10 000 mm et pour le calage n°3 on a volontairement diminué A-optimum à 1000 mm. L'extrapolation des débits à 1000 ans passe de 900 m³/s pour le calage n°2 à 1080 m³/s pour le calage n°3, soit une augmentation des quantiles de 20% contre une perte de 0.2% sur le critère de Nash-local (le critère de Nash-local pour le calage n°2 est de 98.1% et 97.9% pour le calage n°3). On voit bien aussi que les distributions débute par les mêmes valeurs (pour T <10 ans).

La Figure 6-30 expose les rétentions théoriques maximales pour l'été obtenues pour le calage n°2 et le calage n°3.

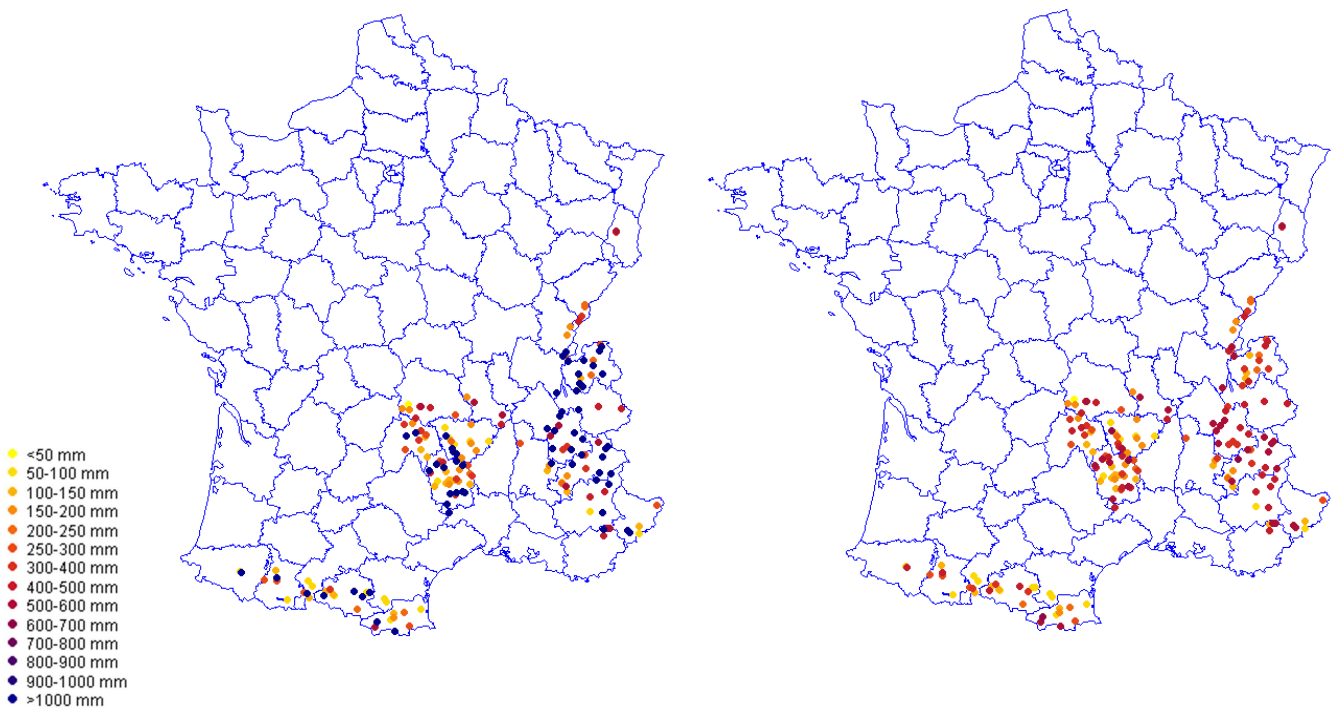


Figure 6-30–Rétentions théoriques maximales issues des calages n°2 et n°3, pour l'été, pour A-Optimum pour les 180 bassins versants situés à des altitudes moyennes de plus de 1000 m.

Les cartes de la Figure 6-30 montrent une diminution des rétentions théoriques maximales sur l'ensemble des bassins étudiés, s'approchant des valeurs plus probables.

d. Conclusion sur les bassins situés en montagnes

L'examen des rétentions théoriques maximales a montré que la prise en compte du débit moyen mensuel saisonnier ne permettait pas de les diminuer, pour les bassins de montagne. Par exemple la rétention théorique maximale moyenne passait de 1717 mm pour le calage n°1 à 1775 mm, pour le calage n°2. Par la suite, il a fallu volontairement borner A-optimum à 1000 mm, c'est le rôle du calage n°3. Ce dernier n'engendre pas une détérioration importante sur les critères de Nash-locaux et permet à la rétention théorique maximale médiane de diminuer de 1775 mm à 321 mm, pour atteindre des valeurs plus probables.

L'exemple du bassin de l'Ubaye montre l'absence de détérioration du critère de Nash-local entre les calages n°2 et n°3. Il passe de 98.1% à 97.9%. Par contre l'extrapolation des débits vers les fréquences extrêmes entraîne une augmentation des débits de pointe de 20%. Ce dernier point amène à étudier l'impact du calage n°3 sur l'ensemble de l'échantillon.

6.2.4. Calage n°3 sur l'échantillon global

On analyse les résultats du calage n°3 sur l'ensemble des 1636 bassins versants, échantillon 1-a paragraphe 4.1.2. On rappelle que le calage n°3 correspond à un A optimal parmi les valeurs comprises entre 100 mm et 1000 mm. On soustrait aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée aux observations, un débit moyen mensuel saisonnier.

On compare ce calage avec :

- **-A-Optimum-calage n°1** : le calage classique sur les quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée aux observations, S0/A optimisé par bassin et A-Optimum retenu parmi les 7 valeurs de A.
- **-A-Optimum-calage n°3** : le calage classique sur les quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée aux observations auxquels on soustrait les débits moyens mensuels saisonniers, S0/A optimisé par bassin et A-Optimum retenu parmi les valeurs de A.
- **A-PJ100-calage n°1** : le calage classique sur les quantiles ajustés par une loi GEV-bornée aux observations, S0/A optimisé par bassin et A fixé à la valeur PJ100
- **A-PJ100-calage n°3** : le calage classique sur les quantiles ajustés par une loi GEV-bornée aux observations auxquels on soustrait les débits moyens mensuels saisonniers, S0/A optimisé par bassin et A fixé à la valeur PJ100

La Figure 6-31 montre les distributions de fréquence des critères de Nash-locaux estimés sur l'ensemble des 1636 bassins versants.

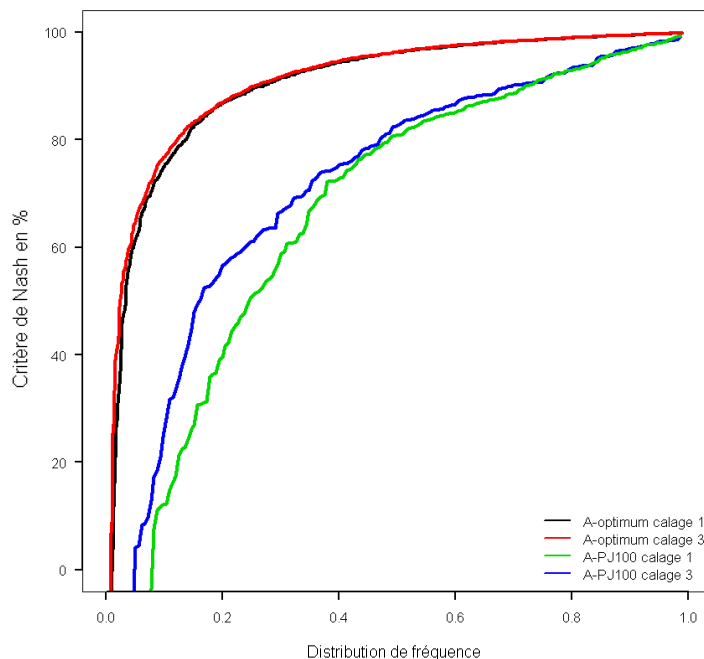


Figure 6-31—Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux pour les 1636 bassins versants avec A-PJ100 et A-Optimum pour le calage n°1 et le calage n°3

On observe que quelle que soit l'hypothèse sur A, le calage n°3 améliore la restitution de débit dans la gamme des observations par rapport au calage n°1.

Pour évaluer les différences entre le calage n°1 et le calage n°3 avec A-optimum, on a estimé un critère d'écart relatif sur les critères de Nash-locaux, sur chacun des 1636 bassins versants (Figure 6-32). Rappelons que les performances des deux calages sont identiques lorsque le critère d'écart est nul. Si le critère d'écart est supérieur à 10%, le critère de Nash-local du calage n°3 est supérieur de 10% à celui du calage n°1.

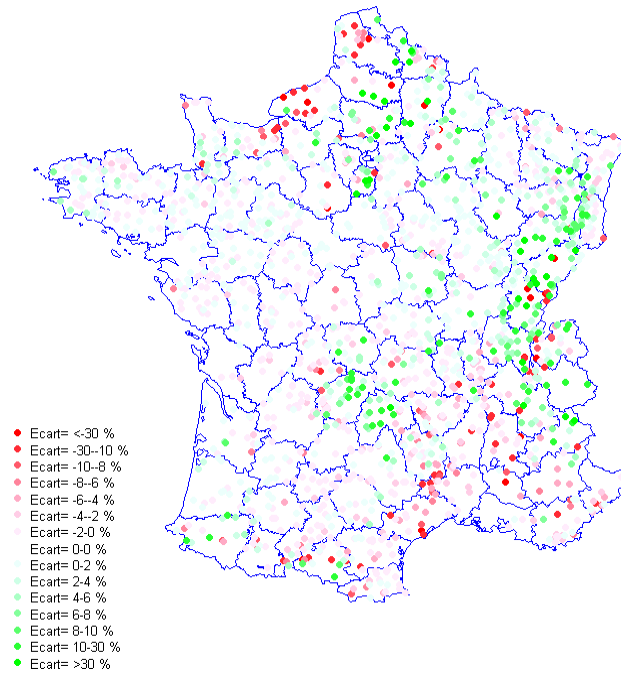


Figure 6-32—Ecart sur les critères de Nash-locaux entre le calage n°1 et le calage n°3, avec A-Optimum pour les 1636 bassins versants

On remarque sur la Figure 6-32 que le calage n°3 permet d’améliorer les critères de Nash-locaux sur les 2 régions étudiées (le Bassin Parisien, paragraphe 6.2.2 et les bassins en montagnes paragraphe 6.2.3). Les écarts montrent une amélioration de 10% avec le calage n°3 (couleur verte de la Figure 6-32). Pour d’autres régions le calage n°3 dégrade le critère de Nash-local (Seine-Maritime, Pays de Caux, région méditerranéenne, couleur rouge de la Figure 6-32)

La Figure 6-33 représente les retentions théoriques maximales du calage n°3 en fonction de celles du calage n°1, pour les deux saisons. Le calage n°3 permet de diminuer la rétention théorique maximale médiane à 172 mm.

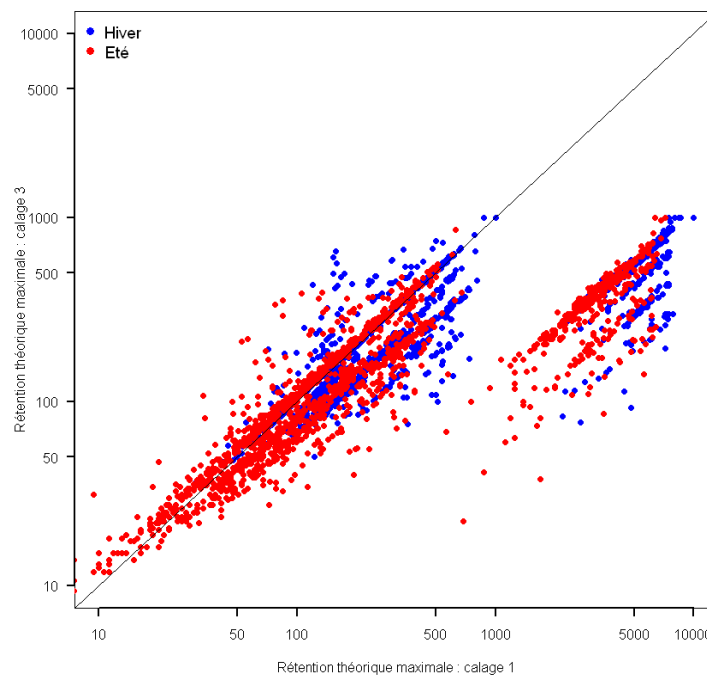


Figure 6-33—Rétention théorique maximale entre le calage n°1 et le calage n°3, avec A-Optimum pour les 1636 bassins versants.

6.2.5. Conclusion

On a testé pour chacun des bassins, la valeur de A (A compris entre 100 mm et 10000 mm), qui permettait de se rapprocher au mieux des quantiles « observés ». Les résultats sur les critères de Nash-locaux ont montré des résultats satisfaisants mais certains bassins versants présentaient des valeurs de rétentions théoriques maximales trop importantes.

On a examiné ces bassins et il en ressort deux zones :

- la région du Bassin Parisien
- les bassins situés en montagnes

Pour la première zone, on a fait le constat que le débit de base était une part importante du débit de crues (interaction avec la nappe) à partir de deux exemples. Le débit de base évolue peu saisonnièrement mais plutôt par grande période (pluriannuel). Pour la deuxième zone, on a mis en évidence une saisonnalité du débit moyen mensuel à cause de la fonte de la neige. Cependant, dans l'estimation du débit moyen mensuel on tient compte des crues alors que dans l'estimation du débit de base non.

Enfin, pour tenir compte d'un débit de base dans la méthode, l'hypothèse retenue a été de le fixer au débit moyen mensuel saisonnier issu d'une approche régionalisée (LOIEAU). Lors du calage de la méthode on a soustrait aux quantiles de débit « observés » (débit de pointe et débit journalier) le débit moyen mensuel saisonnier.

Une étude de sensibilité a conduit à fixer A dans une gamme plus restreinte entre 100 et 1000 mm. Le calage n°3 impose des valeurs de A comprises entre 100 et 1000 mm et la prise en compte d'un débit moyen mensuel saisonnier. Les résultats de ce dernier calage sur 1636 bassins montrent une diminution de la rétention théorique maximale et une amélioration des critères de Nash.

Par rapport à la modélisation initiale imposant une valeur de A égale à la pluie journalière centennale (A-PJ100), l'optimisation de A offre un degré de liberté supplémentaire qui explique l'amélioration apportée. Cependant pour être comparable, il faut régionaliser le paramètre A pour n'avoir plus qu'un degré de liberté pour chaque hypothèse, à travers le calage local du seul paramètre $S0/A$. Dans le paragraphe suivant, on présente deux régionalisations différentes des valeurs de A-Optimum issues du calage n°3.

6.3. Régionalisation de A

Cette partie étudie 2 possibilités pour régionaliser le paramètre A-optimum issu du calage n°3 :

- la première consiste à trouver des variables exogènes capables d'expliquer la variabilité d'A-optimum à partir de corrélations. On appellera cette régionalisation : **A-Optimum-régionalisé**
- la deuxième possibilité consiste à déterminer A-optimum moyen pour chaque classe d'aquifère. Dans ce cas on veut imposer une valeur de A en fonction de l'hydrogéologie du bassin, répartie en 18 classes. On appellera cette régionalisation : **A-Hydrologie-régionalisé**

Pour ce travail, on utilise un échantillon de 1290 bassins considérés comme hydrologiquement homogènes, où les quantiles de débit ont été estimés avec une loi à 3 paramètres (GEV-bornée) (échantillon 1-b paragraphe 4.1.3). Dans tous les cas, on cherche surtout à retrouver les grandes tendances observées sur la variabilité spatiale d'A-optimum.

En effet, il reste à caler encore dans la méthode un paramètre (S0/A) qui représente la production du bassin versant. C'est sur ce dernier que porte réellement la régionalisation de la méthode pour se rapprocher au mieux des quantiles « observés ».

6.3.1. Régionalisation par variables explicatives

On rappelle que cette méthode de régionalisation est décrite dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.5 où l'on a détaillé la régionalisation de S0/A. Ce paragraphe présente les résultats des étapes principales de la régionalisation d'A-Optimum issu du calage n°3.

On propose de relier A-optimum (optimisé sur chacun des bassins versants avec le calage n°3) à des caractéristiques pluviométriques, climatiques ou physiques, descriptives du bassin versant. Cette information est disponible à l'échelle du kilomètre carré. On rappelle que chacune des variables descriptives est décrite dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.5.

Des régressions linéaires sont testées entre le paramètre A-optimum et 18 variables explicatives. On teste toutes les combinaisons linéaires à 1, 2 et 3 variables. Le Tableau 26 présente les meilleures corrélations.

Tableau 26–*Résultats des régressions linéaires avec les variables explicatives pour A-Optimum avec le calage n°3, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.*

	Variables explicatives	R ²
1 variable	PJMAX_h	0.13
	NE_h	0.11
	PJMAX_e	0.1
	Pluie an	0.09
	NE_e	0.08
2 variables	PJMAX_h & ETP an	0.16
	PJMAX_h & DTOT_h	0.15
	PJMAX_h & DTOT_e	0.15
	PJMAX_h & SAJclim_a_9x9	0.15
	PJMAX_h & SAJclim_h_9x9	0.15
3 variables	NE_h & XV2 & A-PJ100	0.2
	PJMAX_h & DTOT_h & XV2	0.19
	PJMAX_h & DTOT_e & XV2	0.19
	PJMAX_h & NE_h & XV2	0.19
	PJMAX_h & SAJclim_a_9x9 & XV2	0.19

La variabilité de A-optimum est peu reliée aux variables explicatives puisque l'on obtient un R^2 de seulement 20% avec 3 variables explicatives, qui reste significativement différent de 0, vu le nombre de bassins considéré. On génère cependant une grille à l'aide de la régression multiple avec les 3 variables explicatives NE_h, XV2 et A-PJ100, grille que l'on nomme A-optimum_régression.

A l'aide de l'hydrogéologie, on souhaite améliorer la restitution des A-optimum. A cet effet, on applique un coefficient correcteur à chaque pixel de la grille A-optimum_régression en fonction de la classe hydrogéologique à laquelle il appartient. Pour cela, on utilise une carte hydrogéologique découpée en 18 classes (cf. chapitre 3, paragraphe 3.2.5). Cette dernière permet de gagner 2 points dans l'explication d'A-Optimum.

Ensuite, une carte des résidus est établie:

$$A\text{-optimum_res} = (A\text{-optimum}) - (A\text{-optimum_regression_hg})$$

Les résidus sont spatialisés par une fonction d'interpolation inverse des distances au carré (fonction IDW2 du langage R). On rajoute aux valeurs (A-optimum_regression_hg) les résidus. La Figure 6-34 est la carte finale de A-optimum_régionalisé.

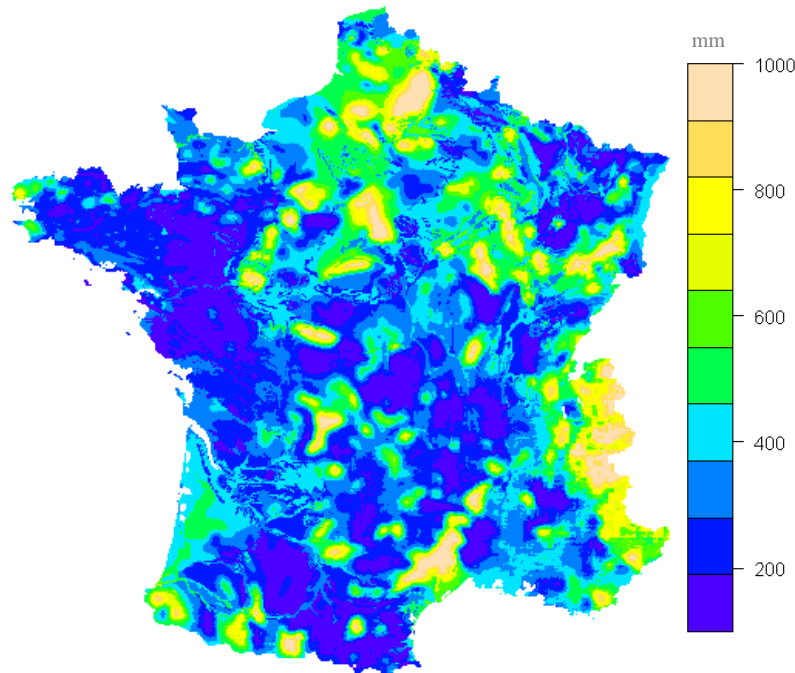


Figure 6-34—Carte de France d'A-optimum-régionalisé

La carte de France (Figure 6-34) laisse apparaître des zones où A est grand (entre 500 mm et 1000 mm) notamment sur les Alpes, le Bassin Parisien et les Cévennes. Ensuite, on détermine pour chacun des bassins versants, la valeur moyenne d'A-optimum-régionalisé que l'on compare avec A-optimum. Le critère de Nash-global estimé entre ces 2 variables atteint 63% (Figure 6-35).

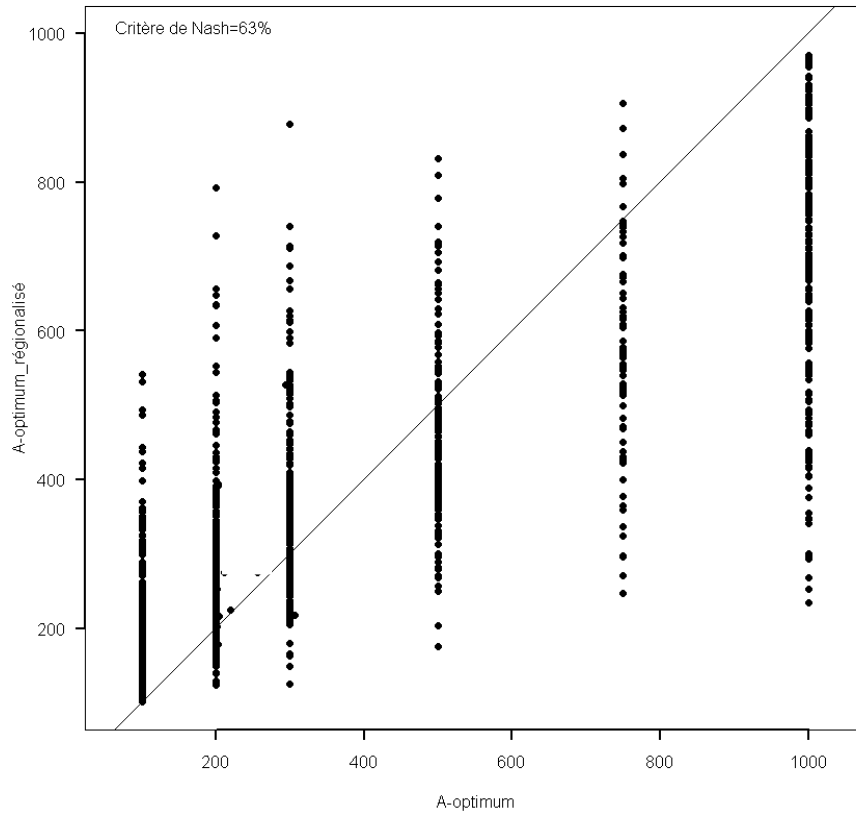


Figure 6-35—*A-optimum-régionalisé en fonction de A-optimum. Le critère de Nash-global entre A-optimum-régionalisé et A-optimum est de 63%, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.*

6.3.2. Régionalisation uniquement par l'hydrogéologie

Cette approche attribue à la classe hydrogéologique majoritaire d'un bassin versant, la valeur d'A-optimum déterminée sur ce bassin versant⁴⁰. Ensuite, chaque classe d'hydrogéologie sera associée à la moyenne des valeurs d'A-optimum qui lui auront été attribuées. Le Tableau 27 présente les résultats de ces moyennes ainsi que le nombre de bassins versants associés. Rappelons que la carte hydrogéologique est présentée dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.5.d avec les propriétés des 18 aquifères.

⁴⁰ On calcule pour chaque bassin, le pourcentage en superficie de chaque classe d'hydrogéologie. Puis on recherche le pourcentage maximum et on attribue à cette classe d'aquifère la valeur de A-optimum du bassin.

Tableau 27—*A-optimum moyen estimé pour chaque classe d'aquifère, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.*

Type d'aquifères	Classes	Nombre de bassins versants	A-optimum moyen
			(mm)
Aquifères karstiques	4	20	285
	11	16	447
	12	7	567
	14	57	477
	18	5	620
Aquifères de socle	1	190	331
	16	64	336
Aquifères de grandes plaines	5	209	416
Aquifères de zones côtières	8	12	417
Aquifères perchés	2	96	496
	9	60	354
	10	120	586
	13	84	543
Aquifères de couverture	3	45	389
	6	100	353
	7	59	261
	15	146	276

Il en ressort que les valeurs les plus fortes de A sont associées : aux aquifères perchés des Alpes (10) avec A=586 mm, des Vosges (13) avec A=543 mm et aux aquifères karstiques de Normandie (18) auxquels sont associés une valeur de A de 620 mm et des Vosges (12) avec A=567 mm.

Les valeurs les plus faibles sont obtenues pour les aquifères de couverture du bassin Aquitain avec A=261 mm. Les valeurs de A se situent dans une gamme plus restreinte que la grille de A précédente (Figure 6-34). Les valeurs sont comprises entre 200 mm et 620 mm. La grille d'A-optimum régionalisé se situe entre 100 mm et 1000 mm car elle intègre le Krigeage des résidus.

Remarque : dans cette partie, on ne cherche pas à retrouver les valeurs de A localement en utilisant les résidus. Dans le cas contraire, en les utilisant, on retrouverait les mêmes tendances que la carte d'A-Optimum-régionalisé, des valeurs de A localement fortes sur les Alpes et le Bassin Parisien et inversement, des valeurs faibles sur la façade Atlantique.

Ensuite, on détermine pour chacun des bassins versants, la valeur moyenne d'A-hydrogéologie-régionalisé que l'on compare avec A-optimum. Le critère de Nash-global estimé entre ces 2 variables atteint 25%.

Au final, on obtient la carte A-hydrogéologique suivante (Figure 6-36).

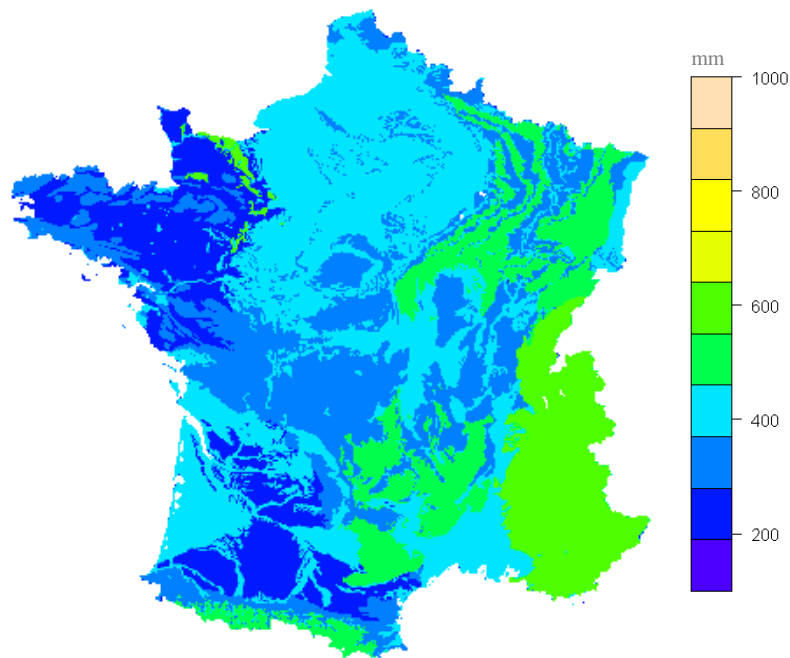


Figure 6-36—Carte de France d'A-hydrogéologie régionalisé. Le critère de Nash entre A-Optimum et A-hydrogéologie-régionalisé est de 25%, pour l'échantillon de 1290 bassins versants.

6.3.3. Conclusion sur la régionalisation de A

Dans ce paragraphe, on a cherché à régionaliser A de deux façons différentes. La première a été de choisir les variables explicatives les plus pertinentes pour expliquer la variabilité de A-Optimum et la seconde de fixer A en fonction de l'hydrogéologie. Les deux cartes montrent que A est difficilement régionalisable : les critères de Nash-globaux sont pour A-Optimum-régionalisé seulement de 63% et pour A-hydrogéologie régionalisé de 25%.

Dans le paragraphe suivant, on recale la méthode (détermination du paramètre de production de chaque bassin versant, $S0/A$) à partir des 2 grilles de A régionalisé.

6.3.4. Calage de la méthode avec A régionalisé.

A partir des valeurs de A régionalisé, (A-optimum-régionalisé A-hydrogéologique-régionalisé), on recale la méthode (c.à.d: on cale la production, $S0/A$) sur chacun des 1290 bassins étudiés. Puis on détermine pour chaque bassin versant un critère de Nash-local.

On représente sur la Figure 6-37, les distributions de fréquence du critère de Nash-local pour A-optimum estimé localement (courbe en pointillé noire), A-optimum-régionalisé (courbe noire), A-hydrogéologue-régionalisé (courbe bleu) et A-PJ100 (courbe bleu).

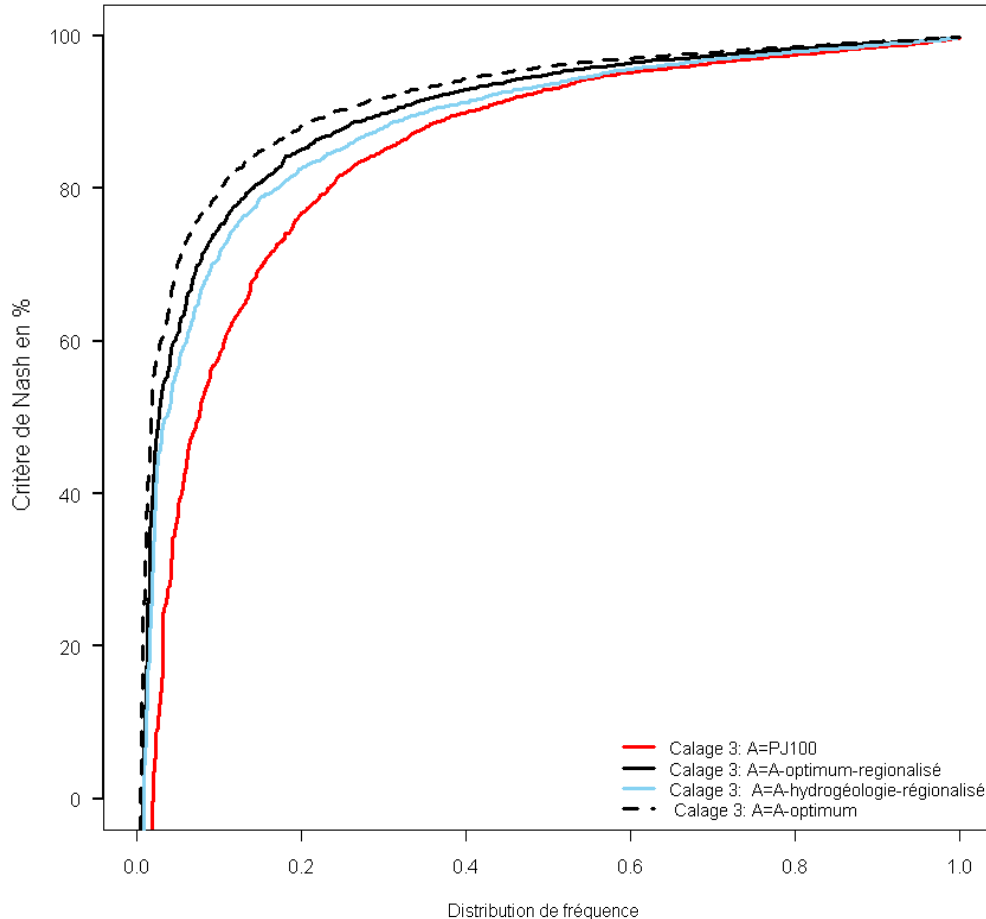


Figure 6-37—Distribution de fréquence des critères de Nash-local, avec A-Optimum-régionalisé, A-PJ100 et A-hydrogéologie-régionalisé sur les 1290 bassins servant pour le calage.

On s'aperçoit que l'hypothèse A-PJ100 est en dessous des 2 autres distributions malgré le même degré de liberté.

La répartition géographique des critères de Nash-locaux est présentée sur la Figure 6-40.

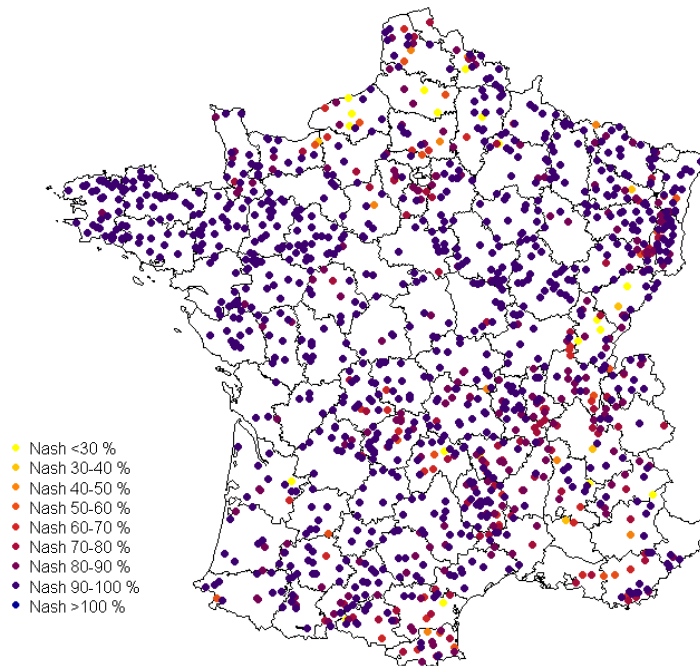


Figure 6-38—Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-Optimum-régionalisé avec les 1290 bassins versants pour le calage.

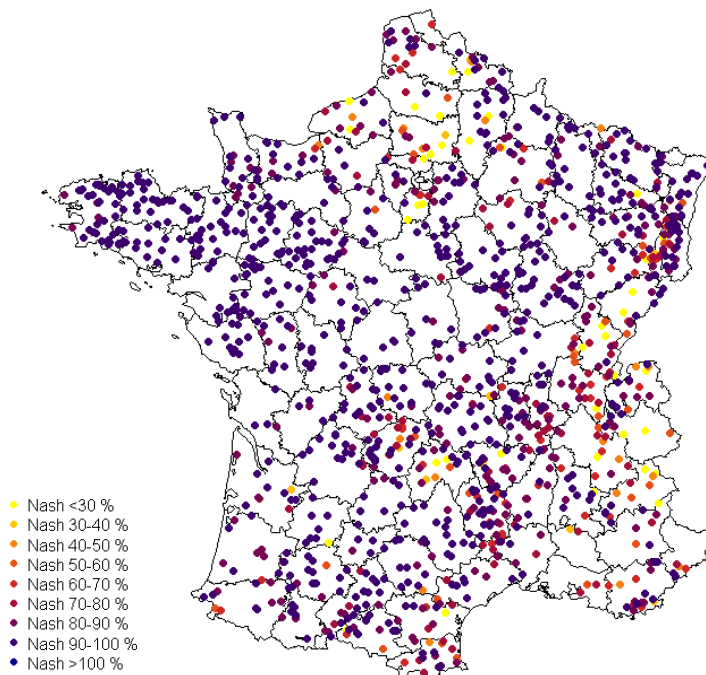


Figure 6-39—Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-PJ100 avec les 1290 bassins versants pour le calage.

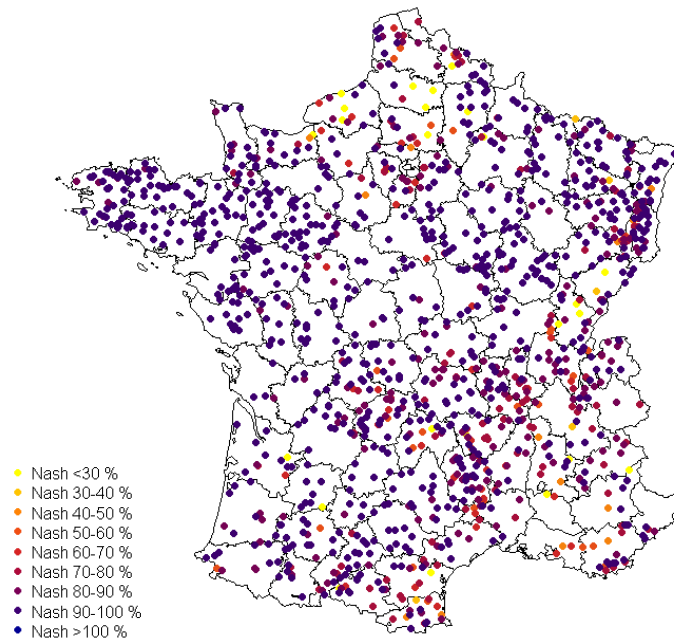


Figure 6-40—Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-Hydrogéologie-régionalisé avec les 1290 bassins versants pour le calage.

On voit qu'avec les valeurs d'A-optimum-régionalisé, on améliore le critère de calage (Nash-local sur les quantiles courants) à la fois sur le Bassin Parisien et les Alpes, sans pour autant le dégrader sur les autres régions. Avec les valeurs de A déduites de l'hydrogéologie, les restitutions sont moins bonnes.

6.3.5. Validation de la méthode avec A régionalisé

Dans cette partie, on analyse les grilles de A régionalisé (A-Optimum-régionalisé, A-PJ100 et A-hydrogéologie-régionalisé) avec l'échantillon de validation. Cet échantillon correspond aux bassins qui n'ont pas servi à la régionalisation (paragraphe 6.3.1 et 6.3.2) soit : 1636 (échantillon 1-a)-1290 (échantillon 1-b)=383 bassins. Pour chacun, on détermine un critère de Nash-local entre les quantiles Shyreg et les quantiles « observés ». Sur la Figure 6-41, on représente les distributions de fréquence du critère de Nash-local.

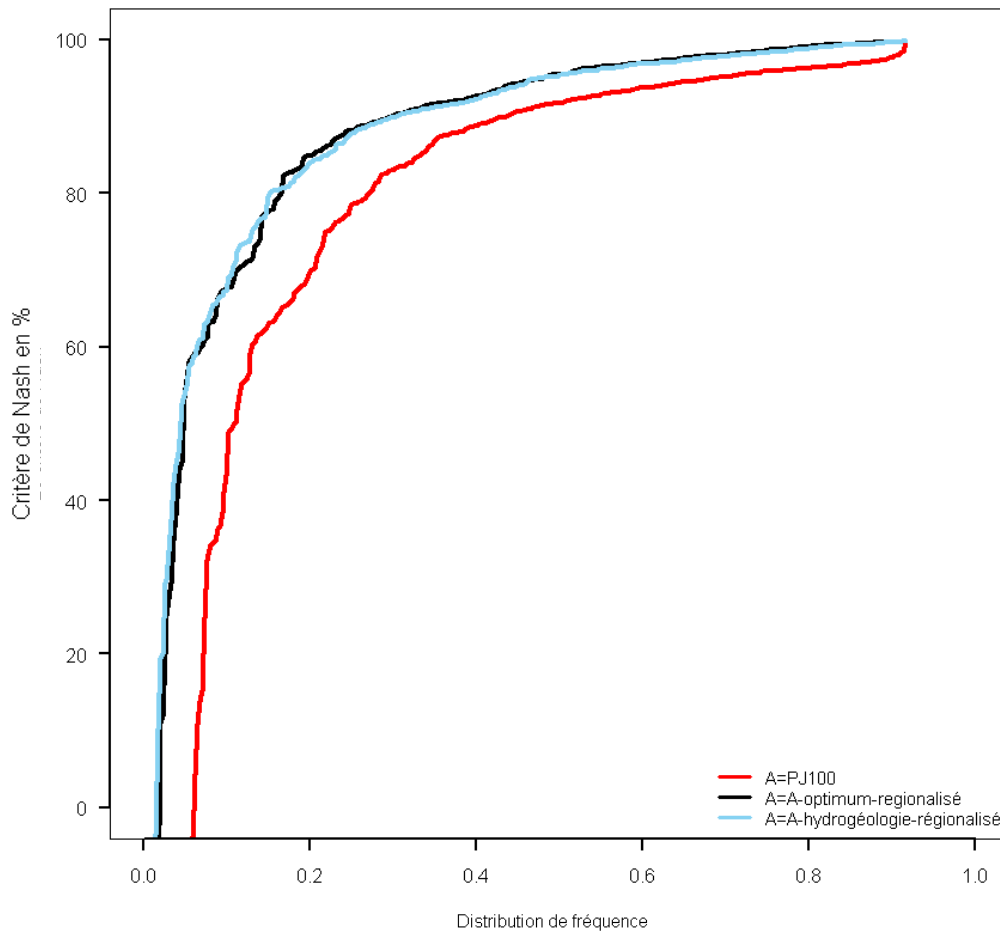


Figure 6-41—Distribution de fréquence du critère de Nash-local, avec A-Optimum-régionalisé, A-PJ100 et A-hydrogéologie-régionalisé sur les 383 bassins versants pour la validation

La répartition géographique des critères de Nash-locaux est présentée sur les Figure 6-42 et Figure 6-43.

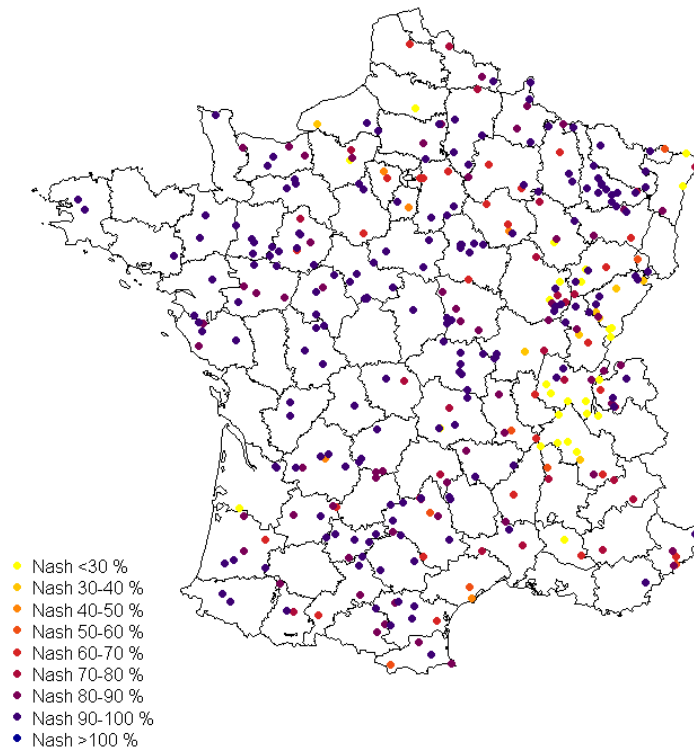


Figure 6-42—Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-PJ100 avec les 383 bassins versants pour la validation

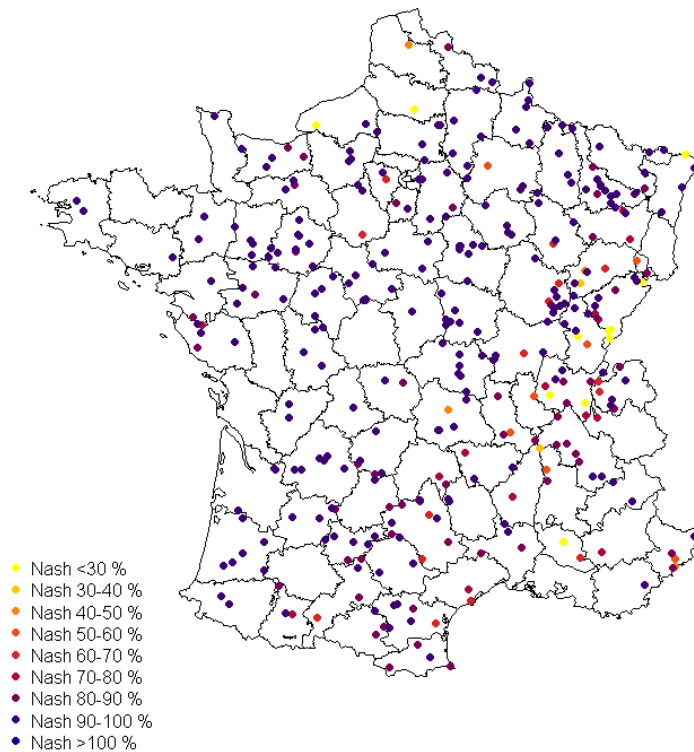


Figure 6-43—Répartition spatiale des critères de Nash-locaux pour A-Optimum-régionalisé avec les 383 bassins versants pour la validation

Pour évaluer les différences entre les critères de Nash-locaux pour A-Optimum-régionalisé et pour A-hydrogéologie-régionalisé, on a estimé un critère d'écart relatif sur les critères de Nash-locaux, sur chacun des 376 bassins versants servant à la validation de la méthode (Figure 6-44).

Rappelons que les performances des deux calages sont identiques lorsque le critère d'écart est nul. Si le critère d'écart est supérieur à 10%, le critère de Nash-local de A-Optimum-régionalisé est supérieur de 10% de celui d'A-hydrogéologie-régionalisé.

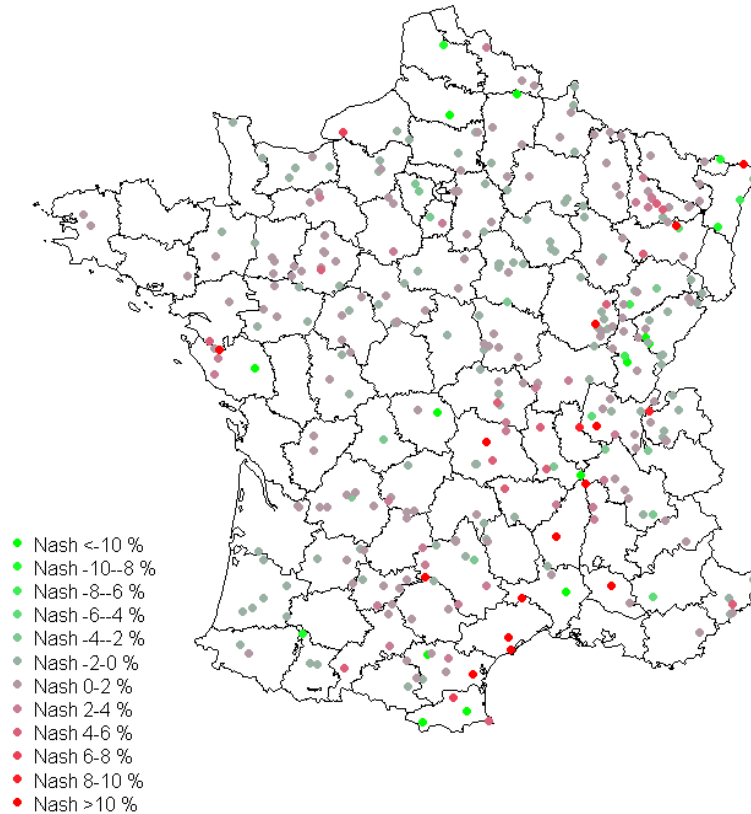


Figure 6-44—Ecart sur les critères de Nash-locaux entre A-Optimum-régionalisé et A-hydrogéologie-régionalisé pour les 383 bassins versants servant à la validation

La carte des écarts (Figure 6-44) sur les critères de Nash-locaux ne montre pas de zones où une hypothèse sur A peut être imposée.

A-Optimum-régionalisé montre que l'apport des résidus apporte une information supplémentaire aux bassins n'ayant pas servi à la régionalisation, les critères de Nash-locaux sont proches d'A-hydrogéologie-régionalisé. L'hypothèse A-PJ100 reste en dessous de deux autres distributions.

6.3.6. Analyse des résultats sur les durées intermédiaires entre la pointe et 72h

Dans ce paragraphe, on étudie les quantiles de débit Shyreg avec ceux de l'approche QdF convergent (Javelle 2001; Javelle et al. 2003; Javelle et al. 2002) (méthode décrite dans le chapitre 2 paragraphe 2.3.6). La méthode est calée localement (détermination de la production sur chacun des bassins versants, $S0/A$) et annuellement soit 1 valeur de production, $S0/A$.

On étudie les quantiles Shyreg et QdF pour les durées intermédiaires (c.à.d: les durées comprises entre 0h et 72h) et pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans. Cette étude a été réalisée sur un échantillon de bassins plus restreint soit 640 bassins, échantillon 1-c, chapitre 4 paragraphe 4.1.4, car l'application de la méthode nécessite d'extraire les données à pas de temps variable et avec des chroniques d'au moins 20 ans de mesures.

Sur la Figure 6-45, nous avons tracé les distributions du critère de Nash-local borné (équation (56)) estimé entre les quantiles QdF et les quantiles Shyreg pour 640 bassins et pour les 3 hypothèses de A.

Le critère de Nash-local borné est estimé pour 9 durées (du débit de pointe au débit moyen de durées 1h, 2h, 3h, 6h, 12h, 24h, 48h et 72h) et pour chacune de ces durées pour 3 fréquences (T=2, 5 et 10 ans). Au final, le critère de Nash-local borné est estimé sur 27 valeurs.

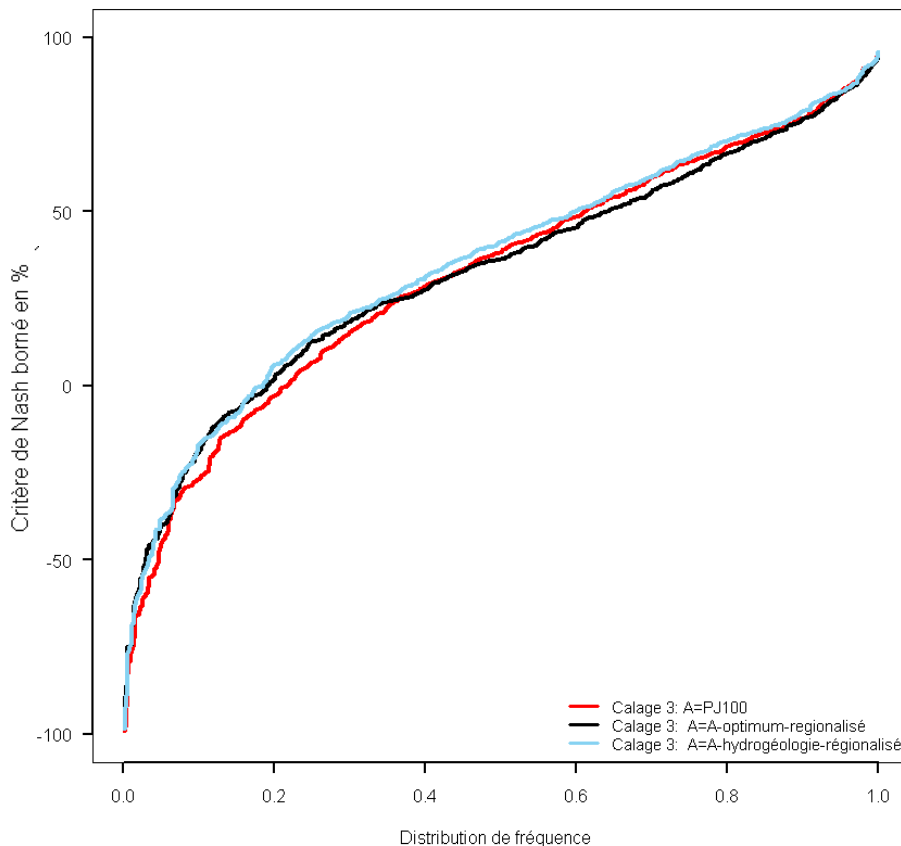


Figure 6-45–Distribution de fréquence des critères de Nash-locaux bornés estimés entre les quantiles QdF et les quantiles Shyreg pour les 640 bassins versants

La Figure 6-45 montre que les 3 hypothèses (A-Optimum-régionalisé, A-Hydrogéologie-régionalisé et A-PJ100) donnent des résultats similaires. On ne retrouve pas la même hiérarchie que l'on trouvait sur les Figure 6-37 et Figure 6-41, car on n'utilise pas le même échantillonnage de bassins versants et les mêmes durées. On examine sur la Figure 6-46 la répartition spatiale des critères de qualité : critère de Nash-local borné.

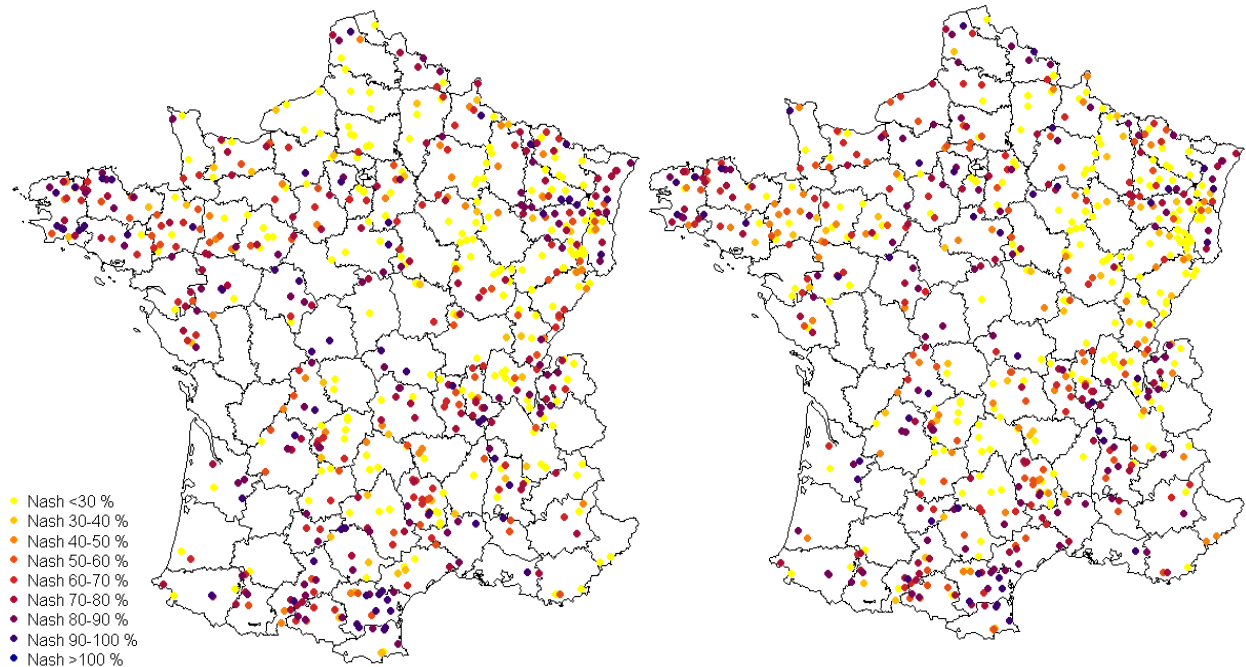


Figure 6-46—Répartition spatiale du critère de Nash-local borné estimé entre les quantiles *QdF* et *Shyreg* pour A-PJ100 (à droite) et A-Optimum-régionalisé (à gauche) pour les 640 bassins versants

La répartition spatiale des critères de qualité (Figure 6-46) montre une nette amélioration sur le Bassin Parisien. Par exemple le critère de Nash-local du bassin versant de l'Essonne à Ballancourt-sur-Essonne passe de 66 % (A-PJ100) à 87% (A-Optimum-régionalisé). Pour les autres régions, les deux cartes présentent les mêmes résultats.

On voit bien que le calage n°3 de la méthode Shyreg, c'est-à-dire en ôtant le débit moyen mensuel saisonnier, ne permet pas de se rapprocher des quantiles de la méthode QdF. Seulement la moitié des bassins versants ont des critères de Nash-locaux de plus de 50%. Il serait alors à envisager, pour les durées intermédiaires (1h, 6h, 12h, 48h et 72h) d'optimiser les coefficients K_p et K_j . Notons aussi que dans la méthode QdF, deux paramètres sont optimisés, le point pivot et la caractéristique de temps « Delta ».

6.3.7. Analyse des résultats sur les quantiles extrêmes

a. Exemple de 3 bassins versants

Afin d'évaluer l'impact des différentes modifications de la méthode Shyreg, on étudie 3 bassins versants qui ont des comportements hydrologiques très différents. Le premier est un bassin sous-influence pluvio-nivale, le bassin de la Durance à Argentière-la-Bessée. Le deuxième est le bassin de l'Essonne à Ballancourt où la nappe réagit avec la rivière. Enfin le dernier est un grand bassin celui de la Loire à Montjean-sur-Loire.

Pour la Durance (Figure 6-47), nous disposons d'une chronique de débit assez longue de 101 ans avec comme débit de pointe maximum 311 m³/s. Le quantile de débit de pointe de période de retour 50 ans est estimé⁴¹ à 270 m³/s. Les distributions Shyreg avec A-optimum se rapprochent mieux des distributions empiriques que celles obtenues avec A-PJ100. Le quantile de débit 50 ans est de 260 m³/s pour A-optimum régionalisé et 550 m³/s pour A-PJ100.

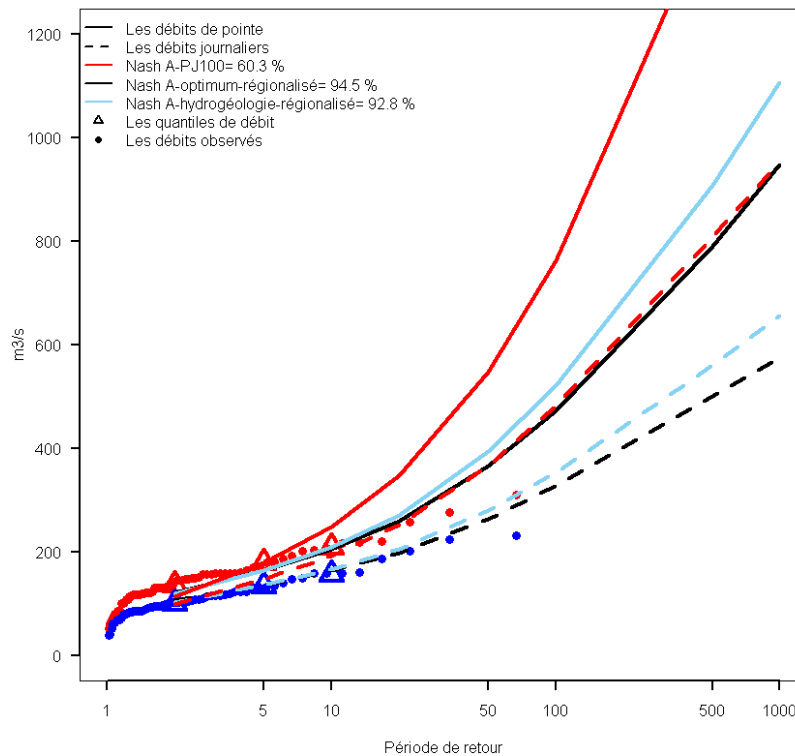


Figure 6-47—Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Durance à l'Argentière-la-Bessée (code hydro=X01300010, S=984 km²) pour le Calage n°3. Les débits de pointe observés (points de couleur rouge) et les débits journaliers observés (points de couleur bleu), les distributions Shyreg (A-optimum-régionalisé) en noire, les distributions Shyreg (A-PJ100) en rouge et les distributions Shyreg (A-hydrogéologie-régionalisé) en bleu. Les triangles (rouges pour les pointes et bleus pour les journaliers) correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée.

⁴¹ Le quantile de débit est fourni par la banque Hydro. Sur cette station, le quantile de débit 50 ans est calculé avec 67 années et il est estimé à 270 m³/s.

La Figure 6-48 représente les distributions, pour la saison hivernale du bassin de l'Essonne à Ballancourt-sur-Essonne.

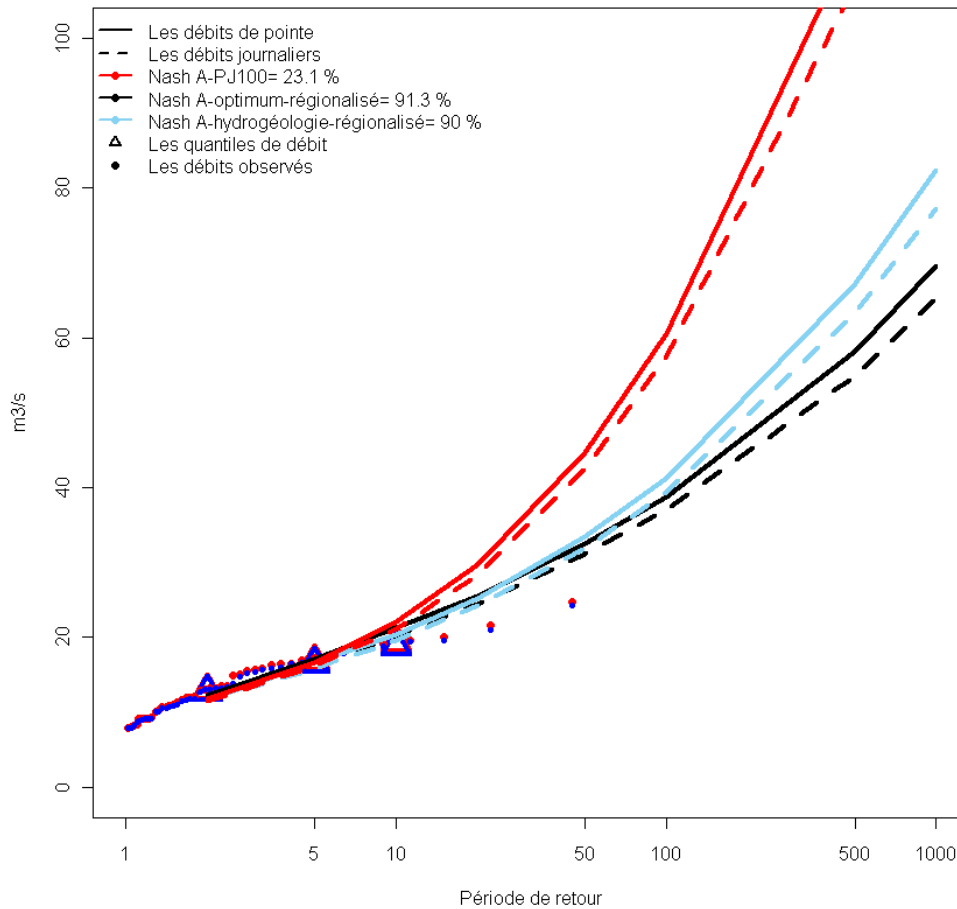


Figure 6-48—Distribution de fréquence des débits pour la saison hivernale sur le bassin de l'Essonne à Ballancourt-sur-Essonne (Code hydro=H4042010, $S=1870 \text{ km}^2$) pour le Calage n°3. Les débits de pointe observés (points de couleur rouge) et les débits journaliers observés (points de couleur bleu), les distributions Shyreg (A-optimum-régionalisé) en noir, les distributions Shyreg (A-PJ100) en rouge et les distributions Shyreg (A-hydrogéologie-régionalisé) en bleu. Les triangles (rouges pour les pointes et bleus pour les journaliers) correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée.

On dispose d'une chronique de débit de 45 ans. On observe une meilleure adéquation entre les débits observés et les quantiles Shyreg obtenus avec A-optimum-régionalisé. A noter, que l'on passe d'un critère de Nash-local (23%) pour A-PJ100 à un critère de Nash-local de 91% pour A-optimum-régionalisé.

Puis sur la Figure 6-49, on a tracé les distributions de débits de pointe de Loire à Monjean-sur-Loire.

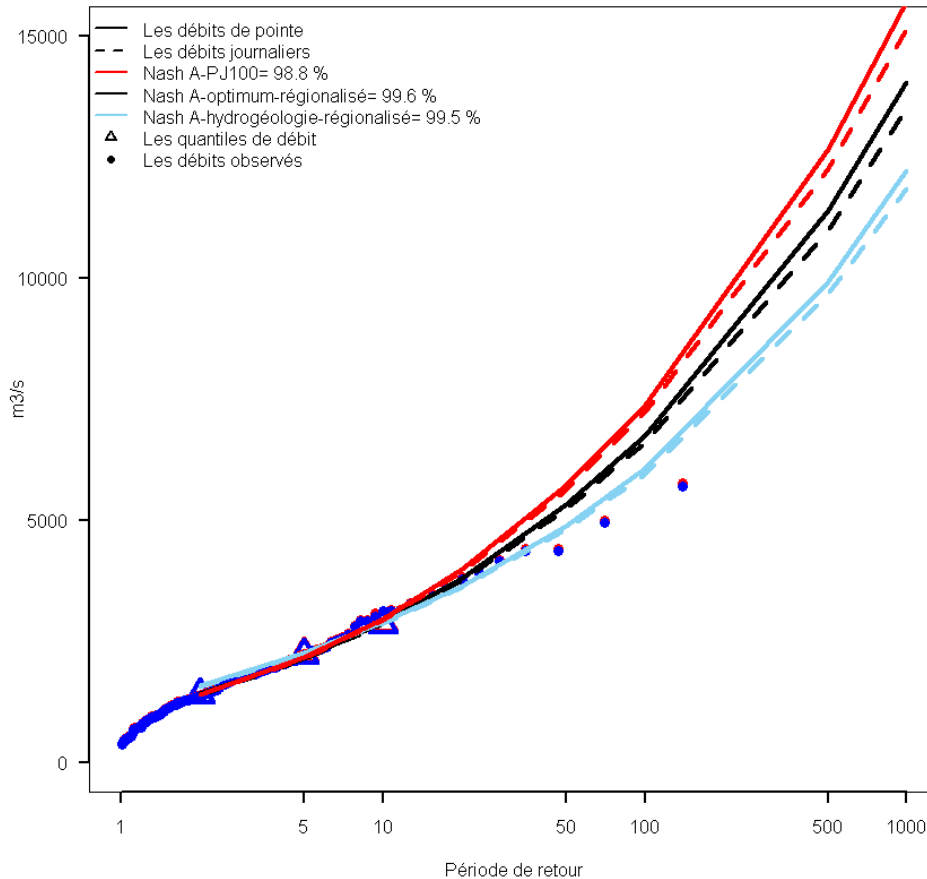


Figure 6-49—Distribution de fréquence des débits pour la saison été sur le bassin de la Loire à Montjean-sur-Loire (code hydro=M5300010 ,S=110 000 km²) pour le Calage n°3. En noir les distributions Shyreg (A-optimum-régionalisé), en bleu les distributions Shyreg (A-hydrogéologie-régionalisé), en rouge les distributions Shyreg (A-PJ100). Les triangles (rouges pour les pointes et bleus pour les journaliers) correspondent aux quantiles de débit ajustés par une loi GEV-bornée.

On note que les trois distributions n’engendrent pas pour le quantile de débit 1000 ans de différence notable car celui-ci est estimé entre 12 000m³/s et 15 000 m³/s. Le quantile de période de retour 100 ans se situe quelle que soit l’hypothèse de A (A-optimum-régionalisé= 6900m³/s, A_hydrogéologie-régionalisé=6200 m³/s et A-PJ100= 6650 m³/s) dans la gamme des observations (≈5200 m³/s) (points de couleur rouges).

Les 3 exemples montrent que la méthode permet de retrouver les quantiles dans la gamme des observations et que l’ensemble des distributions « collent » bien aux corps des distributions quel que soit le type de bassin.

b. Comparaison à la méthode du Gradex sur 420 bassins versants

Une étude Gradex esthétique a été réalisée sur 420 bassins versants, échantillon 2-c, paragraphe 4.2.3. On estime par cette dernière les quantiles de débit de pointe et journalier de période de retour 1000, 500, 100 et 50 ans. On présente les résultats pour la période de retour 1000 ans, pour l’hiver sur les Figure 6-50 et Figure 6-51. Pour chacune de ces périodes de retour et durées on détermine un critère de Nash-global, le coefficient directeur de la droite de régression entre les quantiles de la méthode du Gradex et les quantiles Shyreg pour les 3 valeurs de A avec le calage 3 (chapitre 6 paragraphe 6.2.4) (Tableau 28, Tableau 29, Tableau 30, Tableau 31, Tableau 32 et Tableau 33).

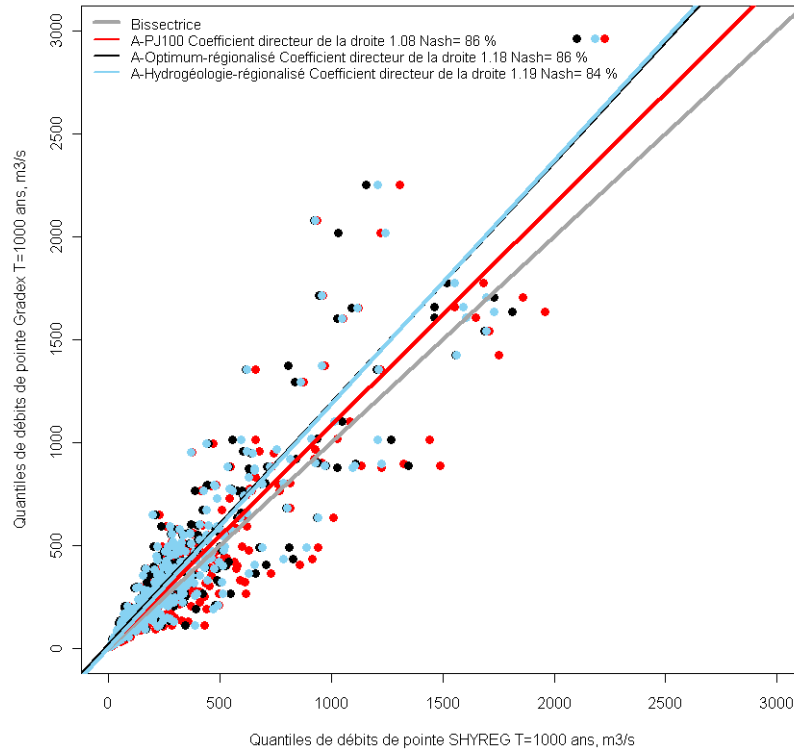


Figure 6-50—Les quantiles de débit de pointe Gradex en fonction des quantiles Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l’hiver avec les 420 bassins versants. Les points en noir avec l’hypothèse A-optimum-régionalisé, en bleu pour A-hydrogéologie-régionalisé et en rouge pour A-PJ100. La droite en gris est la bissectrice.

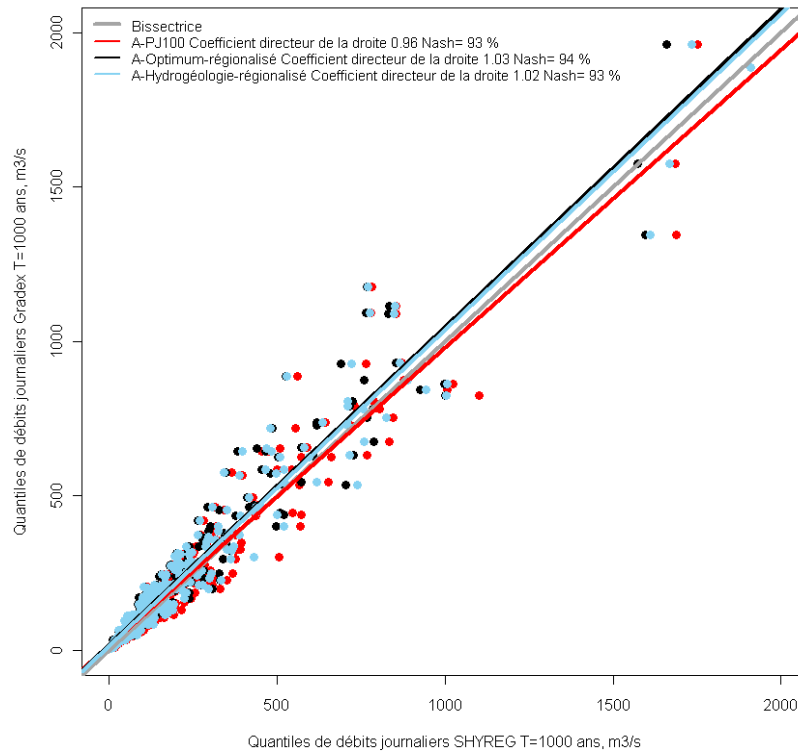


Figure 6-51—Les quantiles de débit journaliers Gradex en fonction des quantiles Shyreg pour la période de retour 1000 ans pour l’hiver avec les 420 bassins versants. Les points en noir avec l’hypothèse A-optimum-régionalisé, en bleu pour A-hydrogéologie-régionalisé et en rouge pour A-PJ100. La droite en gris est la bissectrice.

- **Tableaux des résultats pour l'hypothèse A-PJ100**

Tableau 28—Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe avec les 420 bassins versants

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	87%	89%	92%	94%
	hiver	86%	86%	89%	91%
Coefficient directeur de la droite	été	0.91	0.94	1.02	1.04
	hiver	1.08	1.09	1.13	1.12

Tableau 29—Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers avec les 420 bassins versants

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	82%	82%	83%	85%
	hiver	93%	93%	94%	95%
Coefficient directeur de la droite	été	0.82	0.81	0.80	0.81
	hiver	0.96	0.96	0.94	0.93

- **Tableaux des résultats pour l'hypothèse A-Optimum-régionalisé**

Tableau 30—Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe avec les 420 bassins versants

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	87%	89%	91%	93%
	hiver	86%	86%	88%	91%
Coefficient directeur de la droite	été	1.00	1.04	1.14	1.15
	hiver	1.19	1.21	1.23	1.21

Tableau 31—Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers avec les 420 bassins versants

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	85%	85%	88%	90%
	hiver	94%	94%	95%	96%
Coefficient directeur de la droite	été	0.89	0.89	0.89	0.89
	hiver	1.02	1.02	1.00	0.99

- **Tableaux des résultats pour l'hypothèse A-Hydrogéologie-régionalisé**

Tableau 32—Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits de pointe avec les 420 bassins versants

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	86%	87%	88%	90%
	hiver	83%	83%	85%	88%
Coefficient directeur de la droite	été	1.02	1.06	1.12	1.13
	hiver	1.19	1.21	1.23	1.22

Tableau 33—Les critères de Nash-globaux et les coefficients directeurs des droites de régression linéaire estimés pour différentes périodes de retour pour les débits journaliers avec les 420 bassins versants

Période de retour		1000 ans	500 ans	100 ans	50 ans
Critère de Nash	été	80%	80%	83%	85%
	hiver	92%	92%	93%	94%
Coefficient directeur de la droite	été	0.89	0.88	0.87	0.87
	hiver	1.05	1.05	1.03	1.01

De manière générale, les quantiles Shyreg sont comparables aux quantiles Gradex quelle que soit la durée (débit de pointe et débit journalier), la période de retour (1000, 500, 100 et 50 ans) et l'hypothèse sur la taille du réservoir de production, A (A-PJ100, A-Optimum-régionalisé, A-Hydrogéologie-régionalisé) : les critères de Nash-globaux sont au dessus de 80%. Cependant, l'effet de surface semble être le facteur commun qui a une cohérence sur les débits. En effet, même si un biais n'est pas visible, il peut y avoir localement des divergences entre les méthodes comme le montre le graphique de la Figure 6-53. Ce graphique présente le ratio des quantiles de débit de pointe estimé entre la méthode du Gradex et Shyreg, pour l'hiver en fonction de la superficie des 420 bassins versants

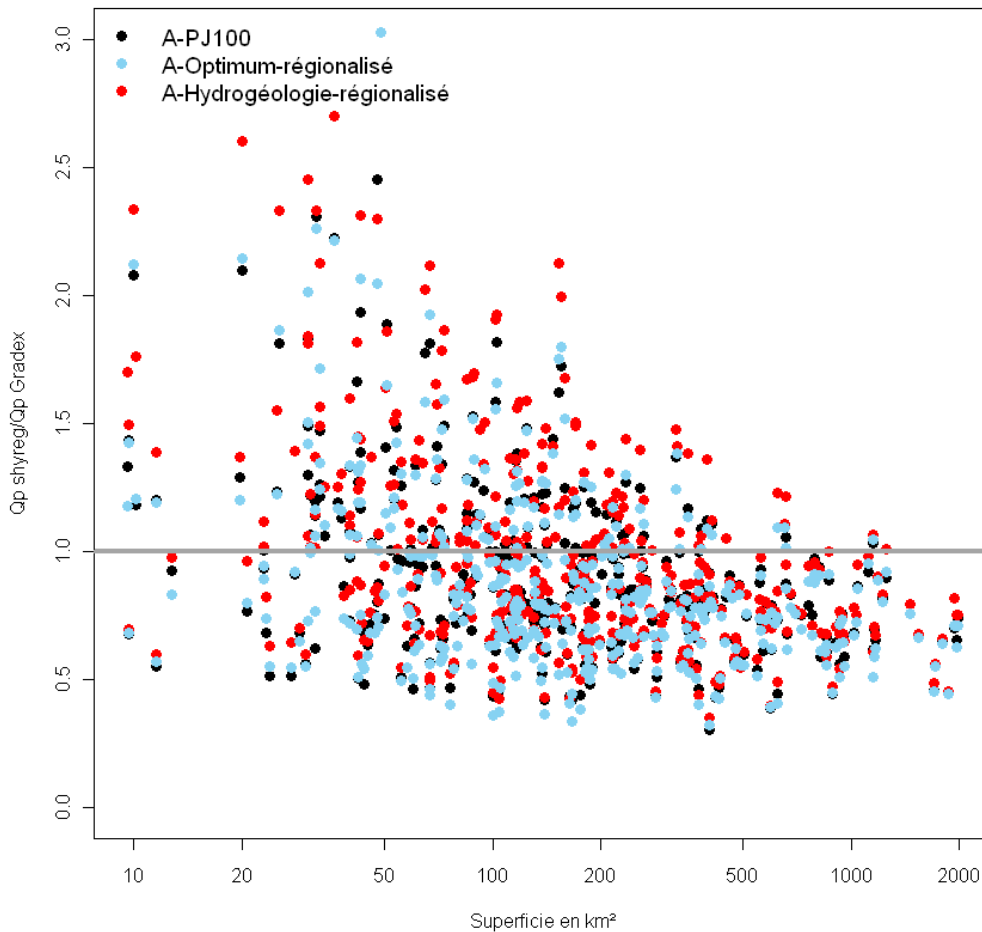


Figure 6-52—Les ratios des débits de pointe pour $T=1000$ ans (Shyreg/Gradex) en fonction de la superficie des 420 bassins versants.

Le ratio millénale varie de 0.35 à 3.8 avec une moyenne situé à 0.99. Les ratios les plus élevés sont pour les superficies inférieures à 100 km². Pour la période de retour 100 ans le ratio varie de 0.41 à 2.27 avec une moyenne de 0.87.

La Figure 6-53 représente les ratios des débits de pointe pour $T=1000$ ans (Shyreg /Gradex) en fonction du débit pseudo spécifique décennal Shyreg.

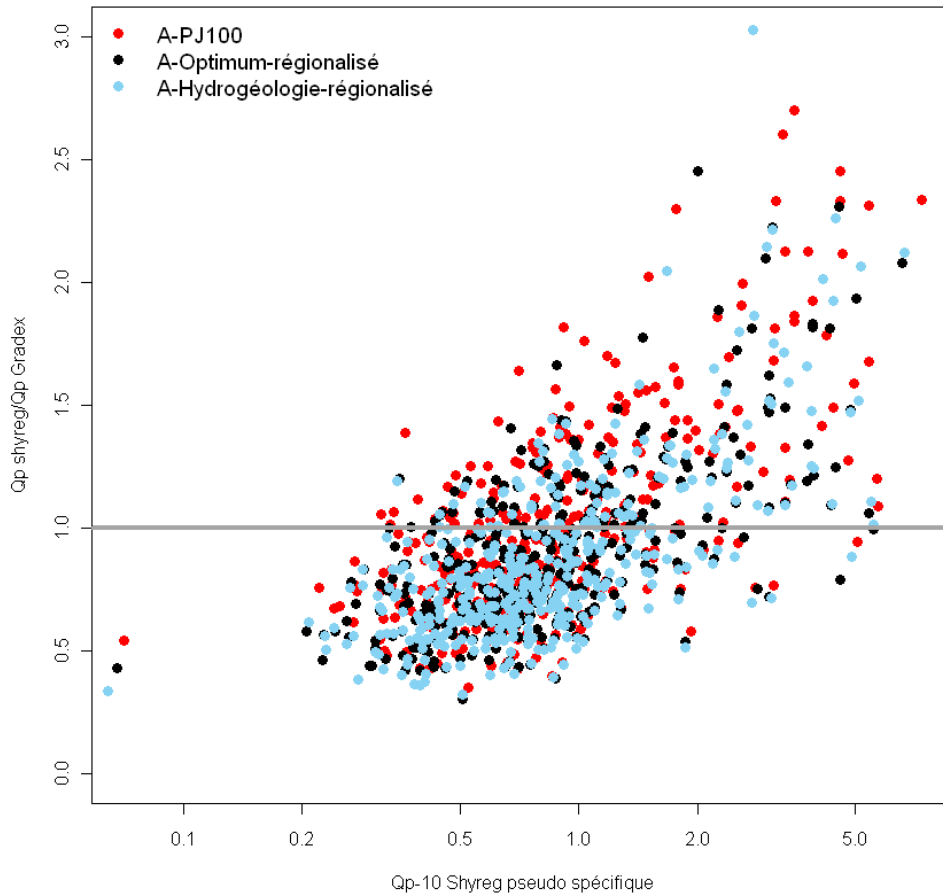


Figure 6-53—Les ratios des débits de pointe pour $T=1000$ ans (Shyreg/Gradex) en fonction du débit pseudo spécifique décennal Shyreg.

L'examen de la Figure 6-53 révèle un biais entre le quantile de débit de pointe pseudo spécifique Shyreg et le ratio. Les ratios les plus faibles correspondent aux débits pseudo spécifiques les plus faibles et réciproquement les ratios les plus forts sont observés pour les débits spécifiques les plus forts. Cette remarque laisse à penser que le point pivot n'est pas adapté. En effet pour les bassins présentant un ruissellement faible (c.à.d: les bassins qui ont des débits pseudo spécifiques inférieurs à $2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^{1,6}$) la saturation est atteinte à des périodes de retour supérieures à 10 ans et pour les bassins présentant des ruissellements plus forts, la période de retour de la saturation est atteinte avant 10 ans.

c. Conclusion sur les quantiles extrêmes

L'examen des 3 bassins versants montre une bonne adéquation entre les quantiles Shyreg issus des hypothèses A-Optimum-régionalisé ou A-hydrogéologie-régionalisé, et les observations. De plus, cette cohérence est obtenue pour des bassins ayant des comportements hydrologiques très différents (bassin à influence nival, grand bassin versant et bassin influencé par sa nappe).

La confrontation avec les 420 quantiles Gradex montre que la méthode Shyreg fournit des quantiles de débit de pointe plus forts sur les petites superficies et moins forts sur les grandes. Cette différence peut s'expliquer par le choix de prendre pour le Gradex le point pivot à 10 ans identique pour tous les bassins.

Dans le paragraphe suivant, on étudie la saturation du modèle au travers du réservoir de production, A. On présentera aussi les critères statistiques sur la justesse et la robustesse développés dans le cadre du projet ANR Extraflo. Ces 2 points permettront d'étudier les 3 hypothèses sur l'estimation de la taille du réservoir de production.

6.3.8. Etude du taux final d'eau dans le réservoir de production, Sf

a. Méthodologie

Dans cette partie on analyse la saturation du réservoir de production, A. Le principe est d'étudier la saturation du modèle. On rappelle que le modèle GR est constitué de deux réservoirs, l'un pour la production, de taille A et l'autre pour le transfert de taille B (chapitre 3 paragraphe 3.2.1).

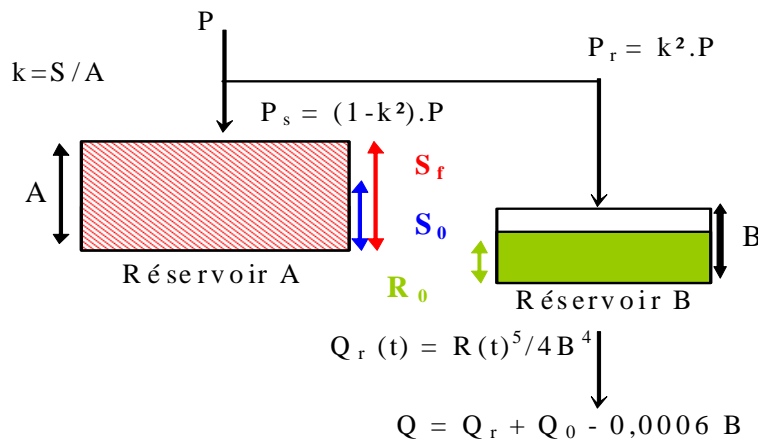


Figure 6-54—Structure du modèle hydrologique, GR au pixel

Le réservoir de production a la capacité la plus importante par rapport au réservoir de transfert dont la capacité est fixée au pixel à 50 mm (été) et 100 mm (hiver).

Ce dernier est déjà rempli à 30% de sa capacité avant chaque évènement soit une capacité de stockage de 35 mm (été) et 70 mm (hiver). Cependant le rôle de ce réservoir étant de modéliser le transfert, il se vidange rapidement pour générer le débit, ne lui permettant pas de faire de la rétention.

On s'intéresse donc uniquement à la saturation du réservoir A, en fonction de ses différentes valeurs : A-PJ100 (paragraphe : 6.1.1), A-Optimum-régionalisé (paragraphe : 6.3.1), et A-hydrogéologie-régionalisé (paragraphe 6.3.2).

Pour chaque évènement que l'on simule via le générateur de pluie, on récupère à la fin de l'évènement le niveau de saturation du réservoir S, noté Sf, (Figure 6-54). Puis, on étudie la distribution empirique cette variable, Sf.

Sur la Figure 6-55, on a tracé les distributions en fréquence de la variable Sf/A (du taux de remplissage final dans le réservoir de production, A) du bassin du Ru de la Brosse à Bussy-Saint-Martin (situé dans le Bassin parisien, S=24 km², code hydro=H5833410).

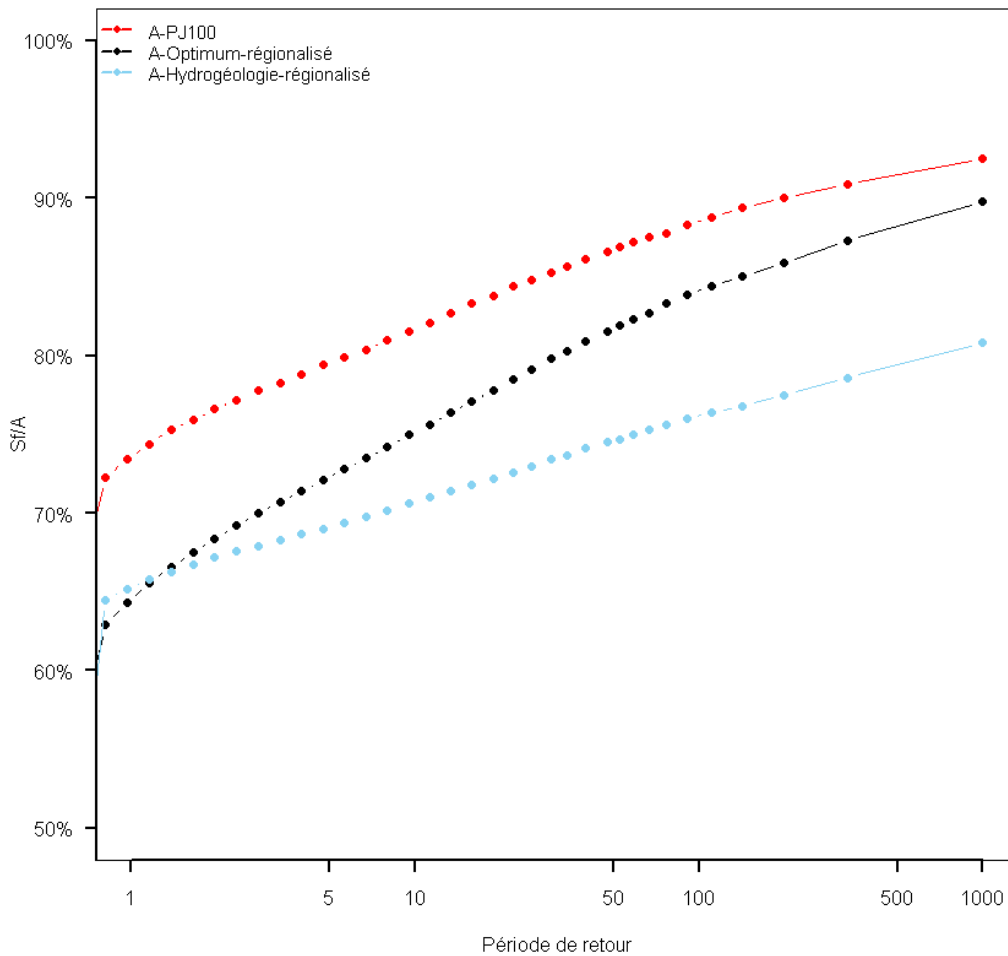


Figure 6-55—Distribution de fréquence du taux de remplissage final dans le réservoir de production, Sf/A sur le bassin du Ru de la Brosse à Bussy-Saint-Martin (code hydro=H5833410, S=24 km²)

On remarque qu'à la période de retour 1000 ans, Sf/A atteint 90% pour A-PJ100 et A-Optimum-régionalisé. Or pour une valeur de A fixée par l'hydrogéologie, Sf/A atteint à peine 80%. Lorsque Sf/A atteint 90%, 81% de la pluie entrante dans le modèle passe directement vers le réservoir de transfert (car lorsque Sf/A=0,9, la quantité de pluie P qui va être routée est de $(0,9)^2.P = 0,81.P$).

On considérera que lorsque Sf/A atteint 90%, la saturation du réservoir A (et du bassin versant) est presque atteinte. L'objectif de cette étude est de déterminer pour quelle période de retour le modèle atteint ce taux de saturation, synonyme d'un comportement asymptotique à celui des pluies.

b. Résultats

Ainsi, on étudie pour chaque hypothèse sur A (A-PJ100, A-Optimum-régionalisé et A-Hydrogéologie-régionalisé) la saturation du modèle. Pour cela, on détermine pour chaque bassin versant et pour chaque période de retour le nombre de bassins versants qui atteignent la saturation (c.à.d. S_f/A atteint 90%). On trace sur la Figure 6-56 les résultats pour les 3 hypothèses sur A.

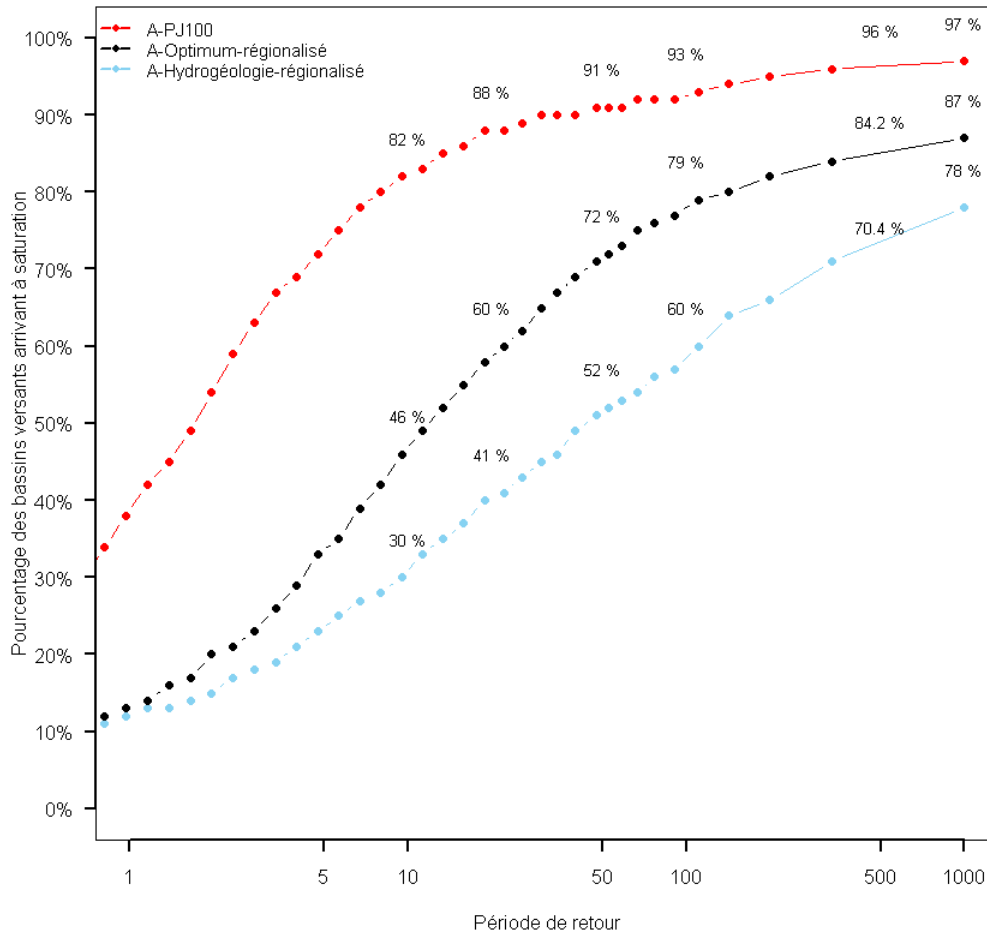


Figure 6-56—Distribution de fréquence du pourcentage de bassins versants dont la saturation est atteinte ($S_f=90\%$), pour les 1290 bassins versants

L'hypothèse A-PJ100 présente le pourcentage de bassins arrivant à saturation le plus important pour toutes les périodes de retour. Par exemple à 1 an déjà près de 30% des bassins sont déjà saturés. À 100 ans 93 % de l'échantillon global atteint la saturation ce qui est concordant avec le choix de départ (pour une pluie journalière centennale le bassin versant doit atteindre sa saturation) (chapitre 3 paragraphe 3.2.2.b).

Au contraire les autres hypothèses sur A donnent des pourcentages moins élevés. À un an seulement 10 % des bassins atteignent la saturation. L'hypothèse A-hydrogéologie-régionalisé donne trop peu de bassins à saturation à 1000 ans, avec seulement 78 % contre 87 % pour A-Optimum-régionalisé. Alors que si l'on se réfère à la méthode du Gradex, on impose la saturation entre les périodes de retour $T=10$ ans et 50 ans.

La Figure 6-57 montre la répartition spatiale des bassins ayant atteint la saturation (point de couleur bleu) et ceux ne l'ayant pas atteint (point de couleur rouge). Ce travail a été effectué avec l'échantillon de 1290 bassins versants (chapitre 4 paragraphe 4.1.3)

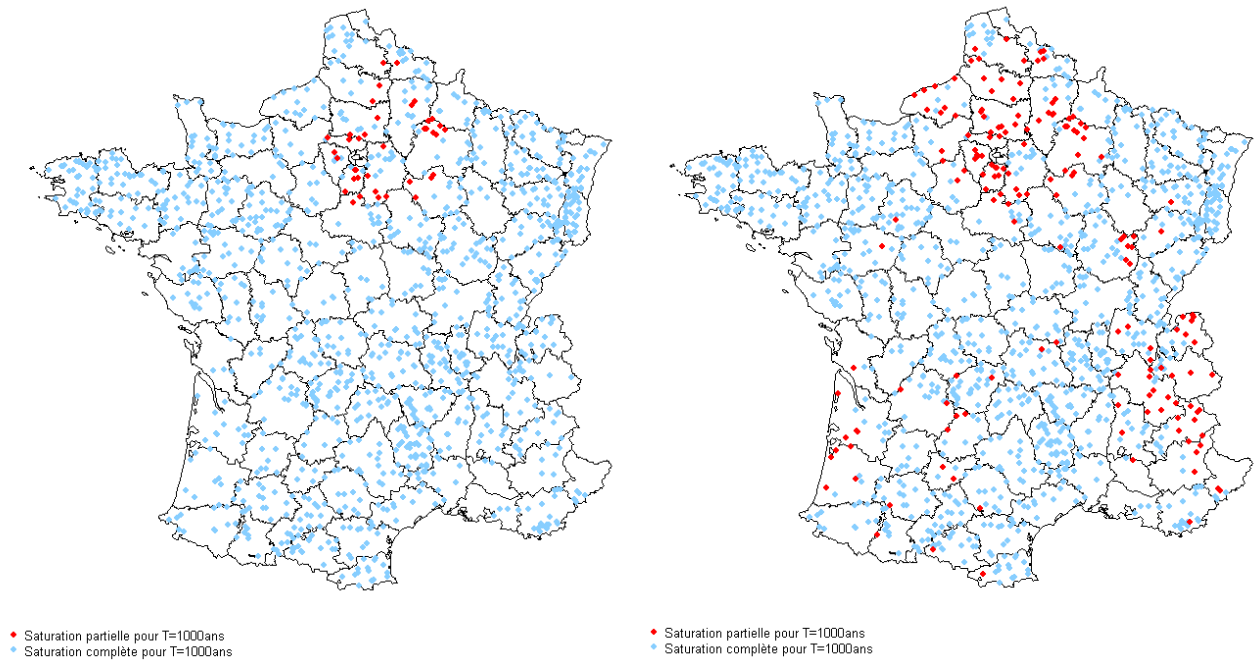


Figure 6-57—Répartition géographique des bassins versants qui ont atteint la saturation ($S_f=90\%$), à gauche pour A-PJ100 et à droite pour A-Optimum-régionalisé pour les 1290 bassins versants

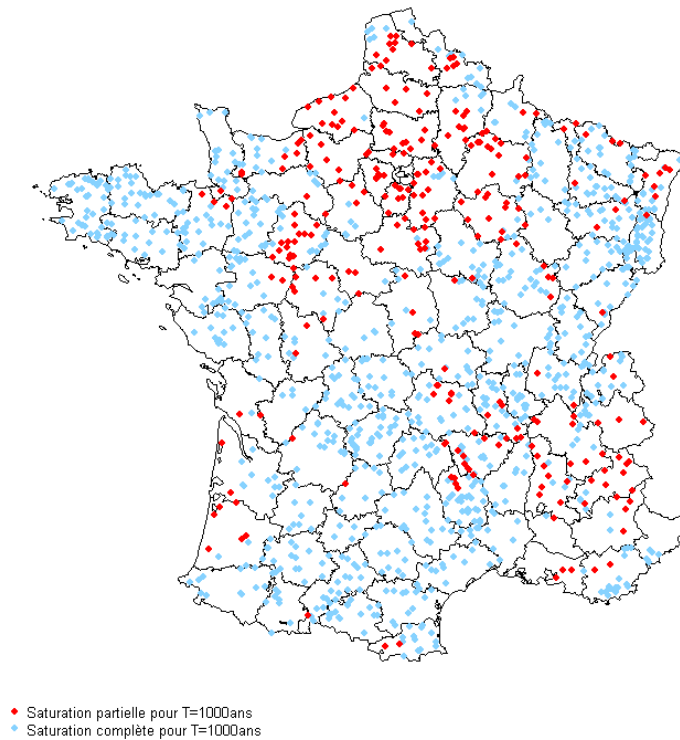


Figure 6-58—Répartition géographique des bassins versants qui ont atteint la saturation ($S_f=90\%$) pour A-Hydrogéologie-régionalisé pour les 1290 bassins versants

Pour les 3 cartes (A-PJ100, A-hydrogéologique-régionalisé et A-optimum-régionalisé) on retrouve les bassins du Bassin Parisien pour lesquels la saturation n'est pas atteinte à 1000 ans. Ce qui distingue les cartes (A-hydrogéologique-régionalisé et A-optimum-régionalisé) et A-PJ100 se situe sur les façade-Est et Ouest. En effet les bassins versants situés dans les Alpes et le Bassin Aquitain où la saturation à 1000 ans n'est pas atteinte.

c. Conclusion

Dans cette partie, on a étudié la saturation du modèle. Il en ressort que les hypothèses sur la taille du réservoir de production fixée à A-PJ100 et A-Optimum-régionalisé montrent que les réservoirs se saturent bien, alors que la taille du réservoir A fixée avec l'hydrogéologie présente un faible nombre de bassins ayant atteint la saturation à 1000 ans.

Une dernière partie permettra d'apprécier la meilleure valeur de A. Pour cela, on étudiera le comportement à l'infini à travers des critères statistiques de justesse/robustesse.

6.3.9. Critères de Justesse et Robustesse

a. Introduction

Dans le cadre du projet ANR Extraflo⁴², plusieurs critères statistiques ont été développés pour comparer les différentes méthodes de prédétermination utilisées en France. Nombreux sont les partenaires faisant partie de ce groupe et chacun d'entre eux a développé des méthodes de prédétermination.

-pour les pluies :

Météo France : utilisation de lois issues de la théorie des valeurs extrêmes et apport des séries pluviographiques anciennes.

EDF : approche Schadex pluie (Garavaglia et al. 2010; Paquet et al. 2006b)

Hydrosciences : approche régionale des pluies (Pujol et al. 2007)

Cemagref : Shyreg pluie (Arnaud et al. 2008)

-pour les débits :

Sogreah : méthode Speed (Cayla 1993)

EDF : approche Schadex débit (Garavaglia 2011; Garavaglia et al. 2011) et Gradex (CFGB 1994; Guillot and Duband 1967)

Cemagref approche historique sur les débits (Neppel et al. 2011)

Agregee (Margoum et al. 1995)

Shyreg débit (Aubert et al. 2011)

Il est difficile de juger de la qualité d'un ajustement des valeurs extrêmes car les pluies/débits extrêmes ne sont pas observés. Dans la littérature, il existe différents tests statistiques qui mesurent la qualité de l'ajustement statistique sur les observations:

-pour les fréquences observées

Le test du χ^2 (Plackett 1983)

Le test de Kolmogorov-Smirnov (Kolmogorov 1941)

Le test de Cramer-von-Mises (Darling 1957)

Toutefois, ces tests ne jugent pas de la bonne adéquation des observations vers les fréquences les plus rares. Des modifications de ces tests permettent de mieux mesurer de la qualité de l'ajustement des valeurs extrêmes.

-pour les fréquences extrêmes

Le test de Kolmogorov-Smirnov (Khamis 1997)

Le test Cramer-von-Mises (Laio 2004; Laio et al. 2009)

Il importe qu'un modèle probabiliste soit à la fois **juste** et **robuste** (Garavaglia 2011; Garavaglia et al. 2011) :

- Un **modèle juste** (Klemes 1986) ne peut être évalué qu'avec des observations et exige de « regarder » si la période de retour des pluies/débits observés les plus forts est concordante, d'où l'importance de travailler avec des longues chroniques.
- Un **modèle robuste** donne des quantiles de pluie/débit similaires quelle que soit le bruit⁴³ introduit dans les observations. On compare alors les résultats d'un modèle calé suivant deux conditions ou avec des échantillons différents.

Le paragraphe suivant détaille les critères de justesse et robustesse choisis pour la comparaison.

⁴²Pour plus d'information, il existe un site internet : <https://extraflo.cemagref.fr/>

⁴³ On découpe l'échantillonnage en sous échantillons

b. Méthodologie

Dans ce paragraphe, on présente les critères de justesse et de robustesse ainsi que les différents calages effectués.

Les critères de justesse

La justesse peut être définie comme la capacité d'un modèle à reproduire la bonne probabilité de dépassement des valeurs observées. Les critères de justesse sont définis par deux tests statistiques : NT_T et FF (Garavaglia et al. 2011). Ces deux critères portent sur les observations les plus fortes.

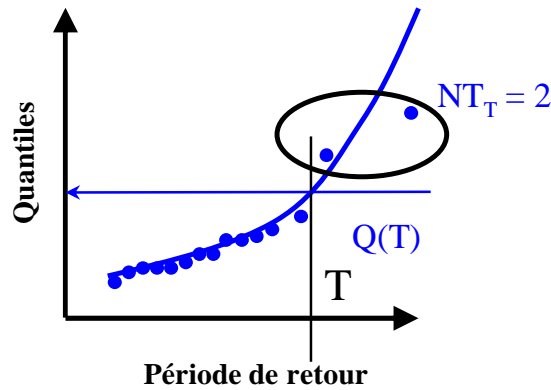


Figure 6-59-*Le critère NT_T*

Le critère NT_T mesure le nombre de valeurs observées au dessus d'un quantile de période de retour T . Par exemple, sur la Figure 6-59, pour le quantile de débit de période de retour T , la valeur de NT_T vaut 2. NT_T suit une loi binomiale de paramètre n (longueur de la chronique) et $1/T$ (T étant la période de retour étudiée).

Par exemple, si $n=50$ (c.à.d. une chronique de 50 ans), pour la période de retour (T) de 10 ans on a : $\Pr(NT_{10} \geq 2) = 0.88$. Sur la Figure 6-60, on reporte sur l'axe des abscisses le calcul empirique des fréquences (estimées avec une formule de type Hazen) et sur l'axe des ordonnées $\Pr(NT_T)$. $\Pr(NT_T)$ devant suivre une loi uniforme, on vérifie l'alignement des points sur la bissectrice.

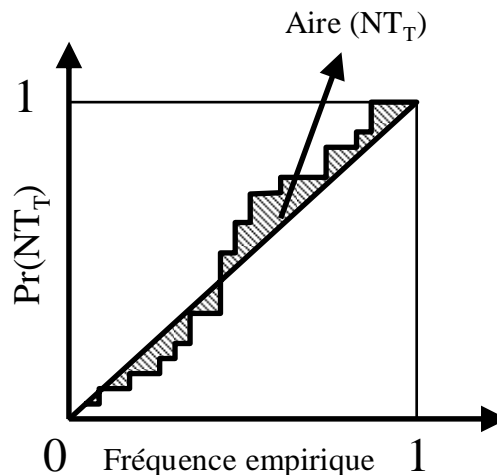


Figure 6-60-*Calcul de l'aire du critère NT_T*

On estime alors l'aire comprise entre la bissectrice et la courbe expérimentale que l'on nomme $Aire(NT_T)$. On réalise un changement d'indice : $A_{NT} = (1 - 2 \cdot Aire(NT_T))$. Si $A_{NT} = 1$: la justesse est parfaite (la courbe de la fréquence empirique se confond avec la courbe théorique) et si $A_{NT} = 0$: la justesse est très mauvaise.

Le critère NT_T est limité par la longueur de l'échantillonnage, on ne dépassera pas la période de retour 10 ans. Pour des périodes de retour trop grandes, on n'a pas assez d'observations pouvant dépasser le seuil $Q(T)$.

Le deuxième critère de justesse (FF) a été introduit par (Garçon 1995) puis repris par (Garavaglia et al. 2011) (équation (75)). Ce critère porte uniquement sur la valeur la plus forte de la chronique Figure 6-61. Ce critère ne renseigne pas sur le corps des observations. On estime la fréquence de l'évènement le plus fort à l'aide du modèle représenté (Figure 6-61). FF suit une loi de Kumaraswamy de paramètre n (longueur de la chronique).

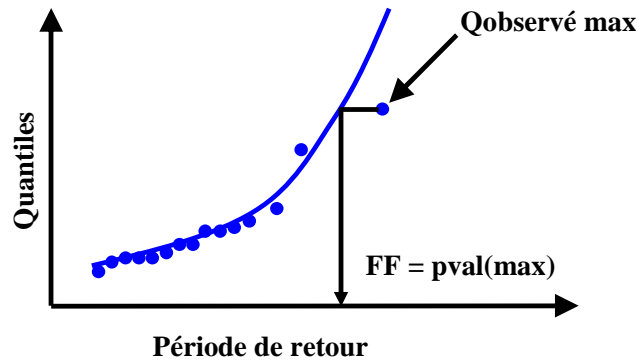


Figure 6-61—Le critère FF

$$\begin{aligned} \Pr(\text{FF} \leq t) &= t^n \\ \text{FF} &= \text{pval}(\text{max}) \end{aligned} \tag{75}$$

Puis on généralise ensuite ce test sur l'ensemble des stations. On trace sur la Figure 6-62, en abscisse la fréquence empirique de FF et en ordonnées les fréquences théoriques issus de la loi de Kumaraswamy.

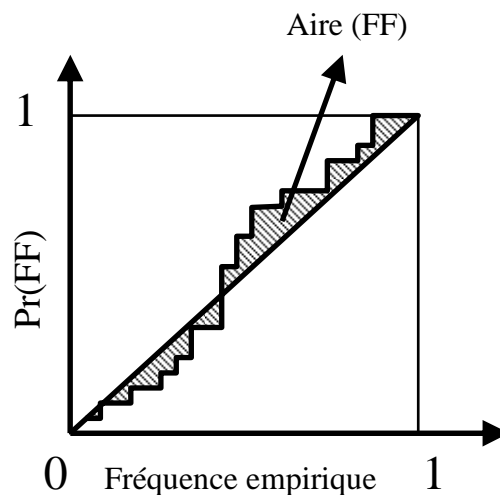


Figure 6-62—Calcul de l'aire du critère FF

On estime l'aire comprise entre la bissectrice et la courbe expérimentale : Aire(FF). Puis on réalise le changement de variable suivant $A_{FF} = (1-2\text{Aire}(\text{FF}))$ pour que si $A_{FF} = 1$: la justesse du modèle est parfaite (la courbe de la fréquence empirique se confond avec la courbe théorique) et si $A_{FF} = 0$: la justesse du modèle est mauvaise.

Pour juger de la justesse des méthodes (c'est-à-dire leur capacité à fournir des estimations correctes par rapport aux observations) on effectue un échantillonnage (échantillon 2-a chapitre 4 paragraphe 4.2.2) sur les années. On découpe les périodes d'observation en deux :

- Une période de calage (C) correspondant aux données utilisées pour caler la méthode.
- Une période de validation (V) correspondant aux données utilisées pour valider les résultats obtenus sur la période de calage.

La répartition entre les années de calage et de validation de chaque station a été tirée au hasard parmi les 519 stations présentant plus de 40 ans d'observation, suivant deux proportions :

- _50% : 50% des années en calage et 50% des années en validation
- _33% : 33% des années en calage et 66% des années en validation

Un échantillonnage avec et sans le record de la série a été réalisé pour étudier l'impact de la présence (ou l'absence) de valeurs extrêmes dans les échantillons de calage. Cet échantillonnage est réalisé pour des séries de durée minimale d'observation de 15, 30 et 40 ans, soit respectivement 1132, 866, et 508 postes. Se sont les échantillons notés _x15, _x30 et _x40 (Figure 6-63).

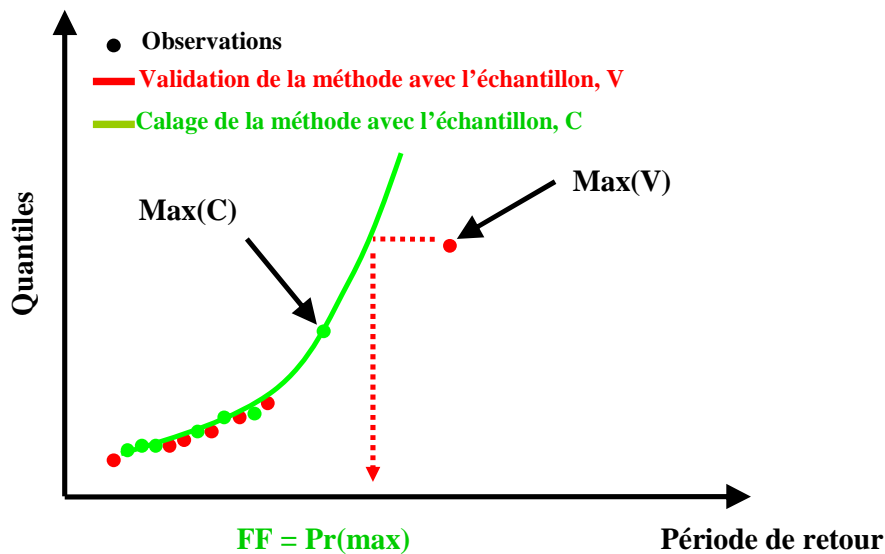


Figure 6-63–Exemple de Calage/Validation avec le critère FF

Les critères de robustesse

Pour juger de la robustesse d'une méthode (c'est-à-dire leur capacité à fournir des résultats stables quelle que soit la période de calage) on effectue un échantillonnage des années suivant deux sous-échantillons :

- l'échantillon de calage n°1 (C1) sur lequel la méthode est calée.
- l'échantillon de calage n°2 (C2), de même effectif que C1 et sur lequel la méthode est aussi calée.

La robustesse d'une méthode pouvant dépendre de l'effectif des données disponibles, plusieurs échantillonnages seront effectués avec des effectifs pour les deux périodes de 10, 15 et 20 ans. Se sont les échantillons notés _10, _15 et _20. Ces échantillonnages nécessitent respectivement d'avoir des postes dont les durées d'observation minimales sont de 20, 30 et 40 ans. Dans ce cas, les effectifs des stations disponibles sont alors de 1122 postes de plus de 20 ans de données, 848 postes de plus de 30 ans de données et 432 postes de plus de 40 ans de données.

Le critère de robustesse est nommé $SPAN_T$ (Garavaglia et al. 2011) (cf. Figure 6-64 et équation (76)) calculé pour les périodes de retour de 10, 100 et 1000 ans.

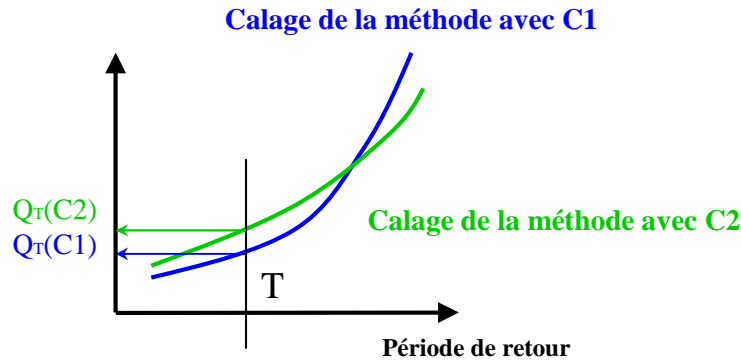


Figure 6-64–Critère $SPAN_T$

$$SPAN_T = 2 \cdot \frac{|QT(C2) - QT(C1)|}{QT(C2) + QT(C1)} \text{ et } T \text{ est la période de retour} \quad (76)$$

Le critère $SPAN_T$ est une erreur relative non pas normée sur les observations mais par la moyenne des 2 modèles. On remarque que si le score $SPAN_T$ est nul cela signifie que le modèle est insensible à l'échantillonnage. Puis pour une période de retour donnée, on analyse la distribution de la variable $SPAN_T$ (Figure 6-65).

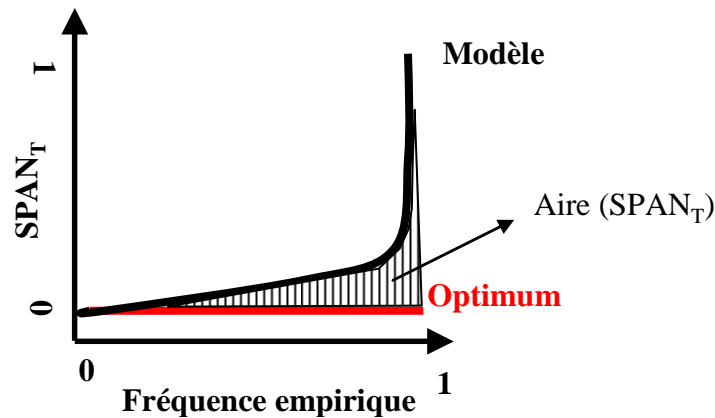


Figure 6-65–Calcul de l'aire du critère $SPAN$

On trace la distribution du critère $SPAN_T$, puis on estime l'aire comprise entre cette courbe et l'axe des abscisses, $Aire(SPAN_T)$. Un changement de variable conduit à considérer le complément : $A_{SPAN_T} = 1 - Aire(SPAN_T)$. Si $A_{SPAN_T} = 1$, le modèle est robuste et si $A_{SPAN_T} = 0$, le modèle n'est pas robuste.

Ces critères de justesse et de robustesse sont complémentaires car un modèle peut être robuste sans pour autant être juste.

Notre objectif est de tester les différentes hypothèses faites sur le paramètre A (A-PJ100 paragraphe 6.1.1, A-Optimum-régionalisé paragraphe 6.3.1, A-Hydrogéologie-régionalisé paragraphe 6.3.2) et de les comparer à travers l'analyse des critères de justesse et de robustesse.

c. Résultats

Les résultats se présentent sous la forme d'un graphique en étoile (Figure 6-66) avec le score maximum de 1 et minimum de 0, ils correspondent aux aires calculées précédemment paragraphe 6.3.9 : A_{SPAN10} , A_{FF} et A_{NT} . Pour ces critères statistiques, on utilise l'échantillon de 1190 bassins versants soit l'échantillon 2-a chapitre 4 paragraphe 4.2.2.

Loi généralisé des valeurs extrêmes

On présente dans ce paragraphe les résultats des différents scores pour les lois issues de la théorie des valeurs extrêmes : la loi de Gumbel (courbe noire), la GEV (courbe rouge) et la loi de GEV-bornée (courbe verte), Figure 6-66.

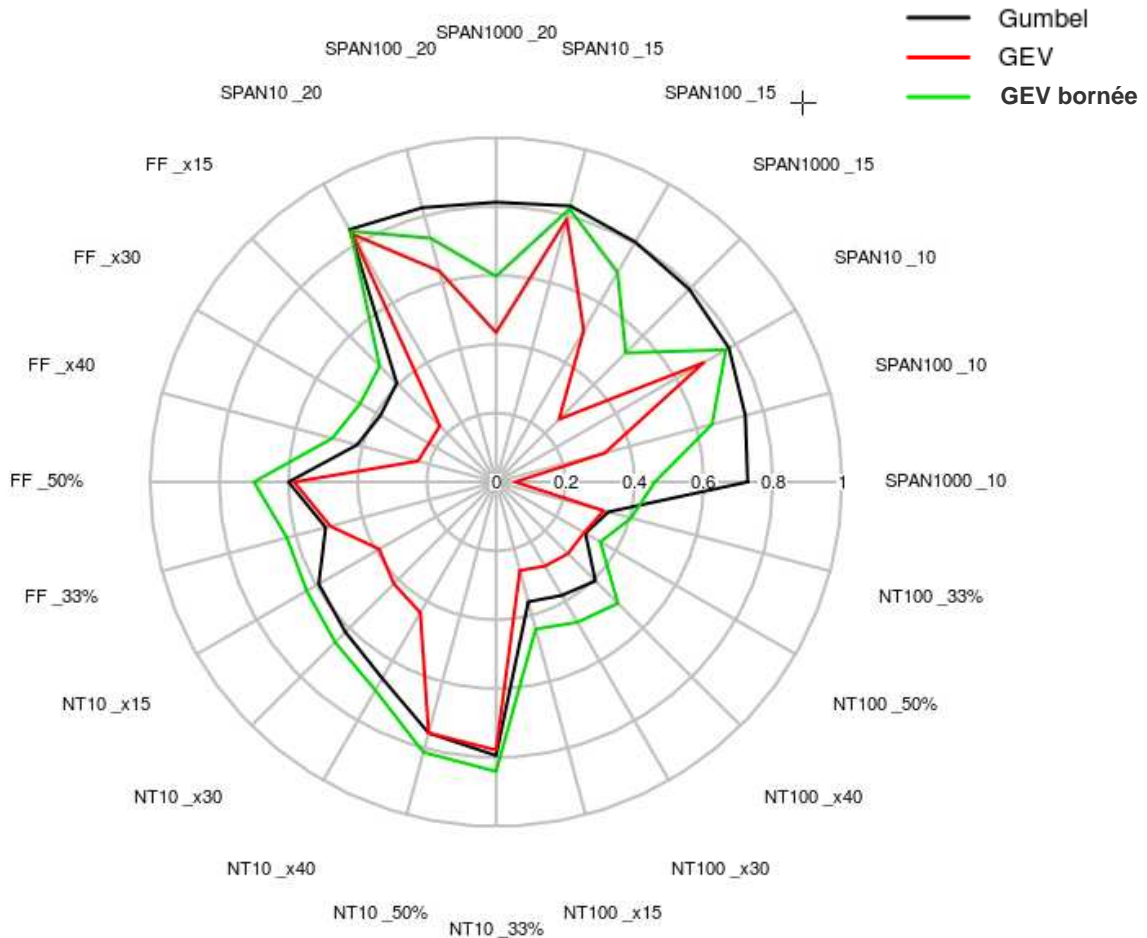


Figure 6-66—Graphique en étoile, synthèse de comparaisons pour les lois issues de la théorie des valeurs extrêmes

La Figure 6-66 montre :

- la loi de Gumbel présente les meilleurs critères de robustesse, mais elle est moins juste que la loi GEV-bornée
- la loi GEV présente les plus mauvais résultats
- la loi GEV-bornée présente le meilleur compromis entre la justesse et la robustesse.

C'est pour cette raison, que l'on utilise cette loi statistique pour estimer les quantiles 2, 5 et 10 ans servant à ajuster la méthode Shyreg.

Résultats sur Shyreg pour différentes valeurs de A

On présente les résultats Shyreg pour les 5 hypothèses sur A (A-PJ100 en bleu, A-Optimum-régionalisé en noir et A-hydrogéologie en vert, A=1000mm en rose, A=100 mm en bleu foncé et A=500mm en bleu clair).

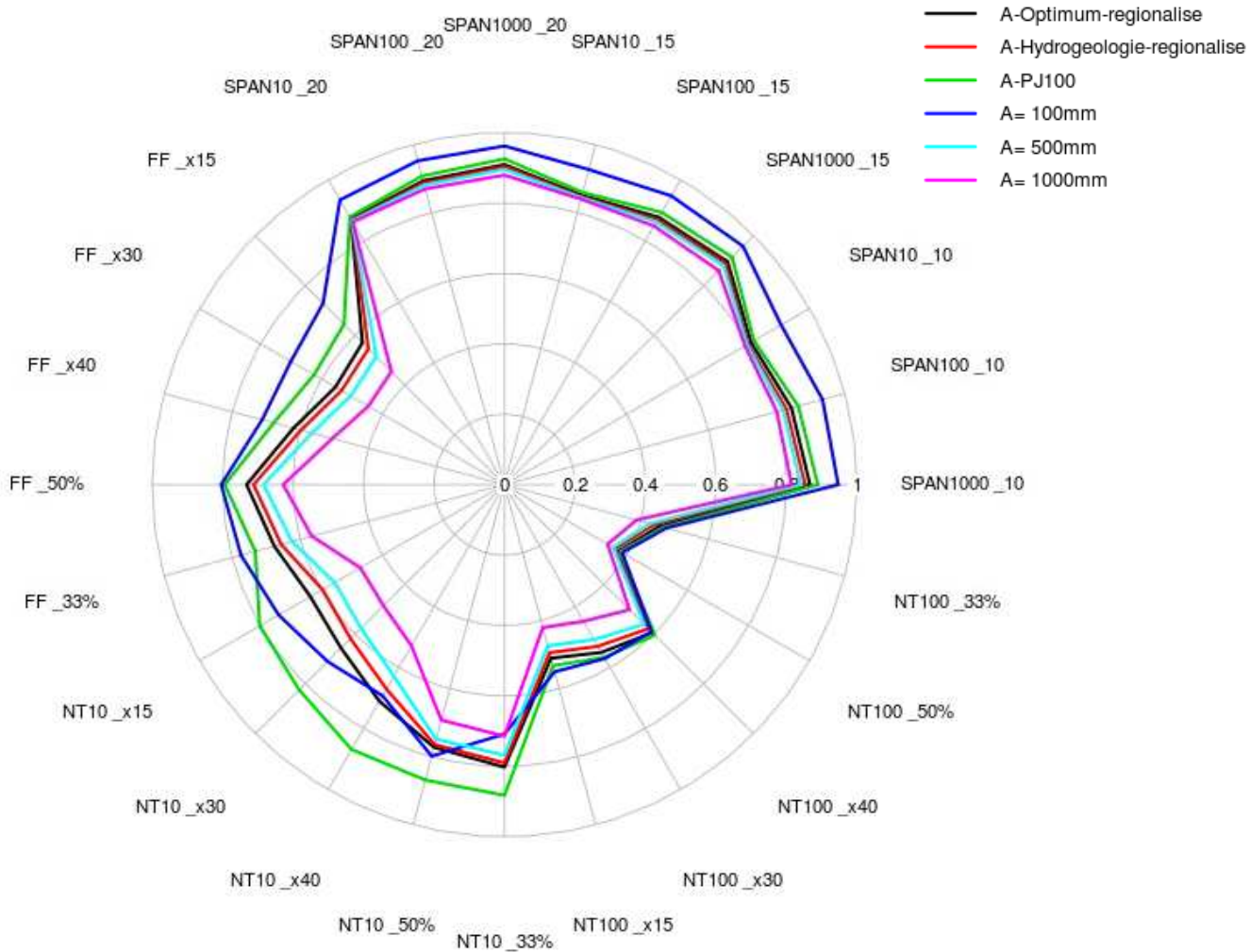


Figure 6-67–Graphique en étoile, synthèse de comparaisons pour les différentes hypothèses sur A

Les résultats de la Figure 6-67 montrent :

- hypothèse A=1000 mm et 500 mm sont les moins robustes et les moins justes
- hypothèse A=100 montre les scores les plus forts pour SPAN
- les autres hypothèses montrent une meilleure stabilité quel que soit le critère étudié.
- L’hypothèse A-PJ100 offre des meilleurs résultats qu’A-Optimum-régionalisé et A-hydrogéologie-régionalisé sur le critère de justesse NT.

Quelle que soit la méthode de régionalisation de A, les résultats sur les critères robustesse sont identiques.

Ces résultats montrent qu’il est nécessaire de prendre en compte une variabilité dans la taille du réservoir de production A : il ne peut être constant tel qu’on pourrait le supposer avec la Figure 6-4.

Sur la Figure 6-68 on a tracé les résultats des critères de justesses et de robustesses pour A-PJ100 et la loi GEV-bornée.

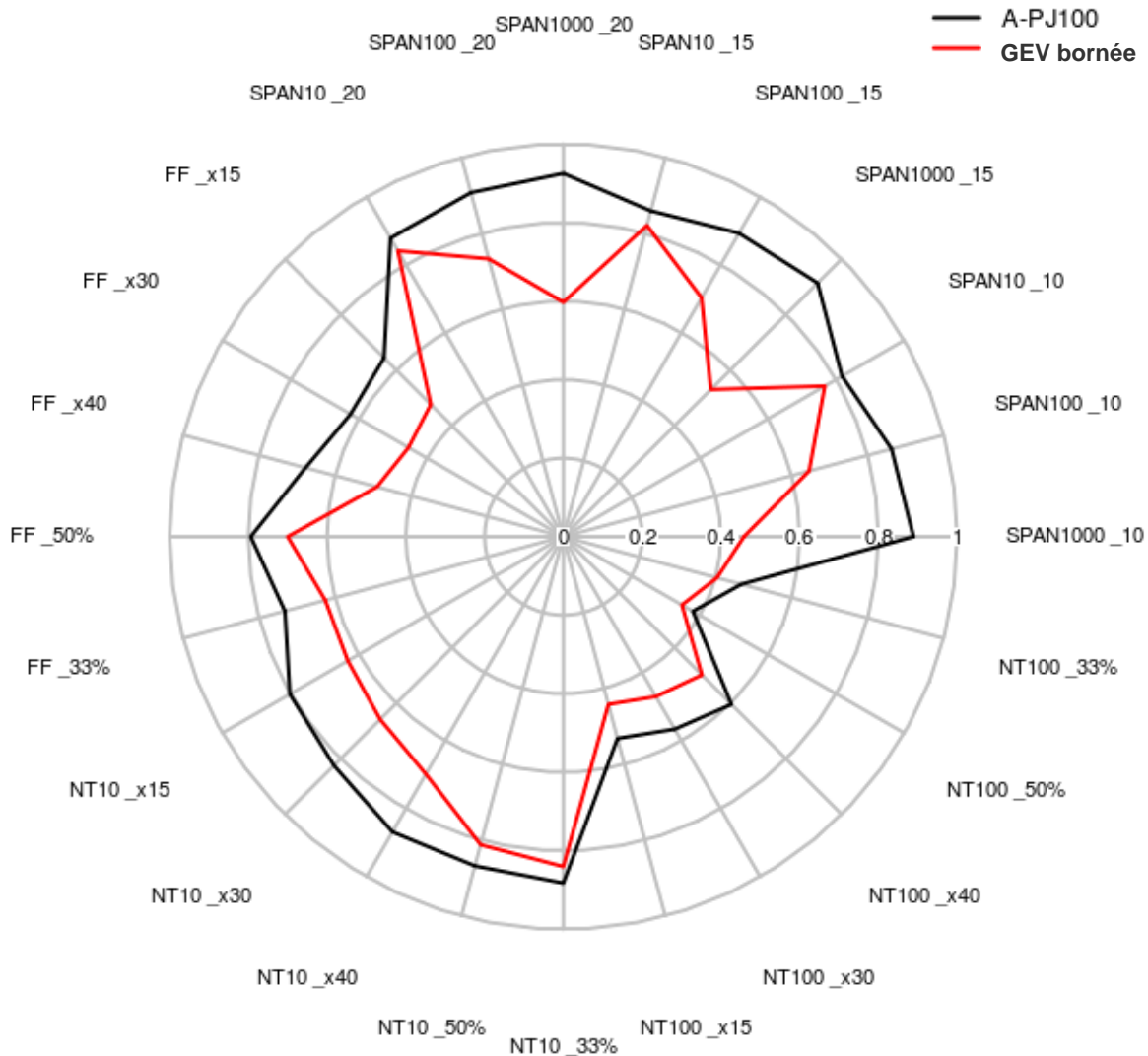


Figure 6-68–Graphique en étoile, synthèse de comparaisons pour A-PJ00 et GEV-bornée

La Figure 6-68 montre que les résultats de justesse et de robustesse sont nettement meilleurs avec la méthode Shyreg que les lois issues de l'EVT.

d. Conclusion

Ce travail entre dans le cadre du projet ANR Extraflo. Il a permis de réaliser des comparaisons entre les méthodes de prédétermination entre les lois issues de la Théorie des Valeurs Extrêmes (EVT) et Shyreg. Les critères de justesse et de robustesse montrent que la loi GEV-bornée présente le meilleur compromis entre une loi GEV et Gumbel.

Pour les différentes hypothèses sur la taille du réservoir de production A dans la méthode Shyreg, les résultats montrent des scores très proches pour la robustesse. Il apparaît que le modèle A-PJ100 présente de meilleurs résultats pour les critères de justesse.

Les résultats en termes de justesse et de robustesse sont nettement meilleurs avec la méthode Shyreg que les lois issues de l'EVT.

6.4. Conclusion

Dans cette partie on a évoqué deux points : l'étude du réservoir A dans les paragraphes 6.1 et 6.2, sa régionalisation ainsi que son incidence sur les quantiles de débit dans le paragraphe 6.3.

Dans une première partie on étudie le comportement hydrologique de certains bassins versants. Ils ont prouvé que le débit de base présentait une part importante du débit de crue. Cette prise en compte d'un débit de base saisonnier (calage 3) a amélioré nettement les résultats sur les bassins situés en montagne et ceux situés sur des aquifères de grandes plaines.

Au terme de cette première partie, on retient trois méthodes de détermination de A régionalisé:

- -A fonction de 18 variables explicatives : **A-Optimum-régionalisé**
- -A fonction de l'hydrogéologie (répartie en 8 classes) : **A-Hydrogéologie-régionalisé**
- -A fonction de la pluie journalière centennale : **A-PJ100**

La carte d'A-Optimum-régionalisé présente des zones où A est très grand (de l'ordre de 500 à 1000 mm) et au contraire des régions où A est petit (de l'ordre de 100 à 200 mm). Alors que les autres cartes (A-Hydrogéologie-régionalisé, A-PJ100) présentent des valeurs de A comprises entre 200 mm et 500 mm.

La deuxième partie porte sur l'impact des quantiles de débit sur les fréquences courantes à extrêmes pour les 3 hypothèses de A.

- sur les fréquences courantes, il ressort qu'A-Optimum-régionalisé et A-hydrogéologie restituent mieux les quantiles de débit sur les débits de pointe et les débits journaliers. Sur les durées intermédiaires, A-PJ100 et A-Optimum-régionalisé se rapprochent au mieux des quantiles du modèle QdF.
- quant à l'étude du taux d'eau dans le réservoir de production en fin d'évènement, l'hypothèse A-hydrogéologie montre que le modèle a du mal à se saturer. Seulement 80% des bassins atteignent la saturation contre 87 % pour A-Optimum-régionalisé et 97% pour A-PJ100.
- enfin, les critères statistiques de justesse et de robustesse développés dans le cadre du projet ANR Extraflo montrent qu'A-PJ100 donne des résultats meilleurs que les deux autres hypothèses. Néanmoins les critères de robustesse ne manifestent pas de distinction. Ces tests statistiques seront appliqués à des durées de débit instantanées.

On s'aperçoit qu'aucune hypothèse sur A ne surpasse toutes les autres si on regarde les résultats sous différents angles (réduction de l'équifinalité, amélioration du calage, justesse, robustesse, ...). D'autre part la vocation de ce modèle n'est pas d'être ajustée localement mais demande que l'on régionalise la production ($S0/A$).

Les résultats peuvent donc être différents lorsque l'on passe à l'étape suivante, c'est-à-dire à la régionalisation complète de la méthode pour une utilisation en milieu non-jaugé.

Ce point fait l'objet de la dernière partie, portant sur la régionalisation complète de la méthode et l'évaluation de ses performances dans cette version.

7. Régionalisation

Sommaire

7.1.	Régionalisation du modèle hydrologique	263
7.1.1.	Régionalisation du modèle pluie-débit (S0/A)	263
7.1.2.	Conclusion de la régionalisation	272
7.2.	Analyse des grilles de débit	273
7.2.1.	Estimation des quantiles courants des stations servant au calage	273
7.2.2.	Estimation des quantiles courants des stations servant à la validation	275
7.2.3.	Comparaison avec une approche régionale : Crupedix	276
7.2.4.	Les crues de projet	278
7.2.5.	Conclusion et limites de la méthode	281
7.3.	De la théorie à la réalité	283
7.3.1.	Introduction	283
7.3.2.	Qualification de l'aléa pluviométrique	285
7.3.3.	Qualification de l'aléa hydrométrique	286
7.3.4.	Conclusion sur le retour d'expérience	295
7.4.	Conclusion sur la régionalisation	295

Ce chapitre est divisé en trois parties. En premier partie, paragraphe 7.1, on examine les différentes étapes de la régionalisation (cf. chapitre 3 paragraphe 3.2.5) pour arriver aux quantiles de débit au pixel. La régionalisation est réalisée pour les 3 hypothèses de A retenues : A-PJ100 (chapitre 6, paragraphe 6.1.1), A-Optimum-régionalisé (chapitre 6, paragraphe 6.3.1) et A-Hydrogéologie-régionalisé (chapitre 6, paragraphe 6.3.2).

La seconde partie, paragraphe 7.2, porte sur l'étude des quantiles de débit régionalisés. On analyse, en premier la restitution des quantiles de débit dans la gamme des observations. La méthode sera calée sur 2/3 de l'échantillon et on validera sur le tiers restant. Les stations ont été choisies aléatoirement en réalisant 10 fois cette opération.

Puis on confrontera les quantiles de débit de pointe de fréquence décennale à une autre approche régionale telle que la méthode Crupedix.

Enfin les fréquences extrêmes seront examinées avec un jeu de 140 bassins versants qui a fait l'objet d'étude hydrologique pour le calcul de crues de projet. Cette partie s'inscrit dans un partenariat entre l'équipe génie civil du groupement d'Aix-en-Provence et le CFBR (Comité Français des Barrages et Réservoirs). On ne cherchera pas à valider ces valeurs mais à situer la méthode Shyreg.

Enfin la dernière partie, paragraphe 7.3, traite du retour d'expériences réalisées dans le département du Var pour estimer les périodes de retour de l'évènement du 15 Juin 2010. Cette partie est une analyse de l'aléa du point de vue pluviométrique et hydrologique. L'analyse pluviométrique est réalisée à partir des grilles de quantiles de pluie Shyreg. Enfin l'analyse hydrologique est effectuée sur le fleuve l'Argens et sur les rivières le Réal, la florieye et la Nartuby.

7.1. Régionalisation du modèle hydrologique

7.1.1. Régionalisation du modèle pluie-débit (S0/A)

Ce paragraphe montre les résultats de la régionalisation du modèle pluie débit dont la méthode est décrite dans le (cf. chapitre 3 paragraphe 3.2.5).

On rappelle que la régionalisation se fait en quatre étapes :

- on cale la méthode localement sur les 1290 bassins, chapitre 4 paragraphe 4.1.3, en déterminant la valeur optimale du taux initial de remplissage du réservoir de production, A, **S0/A_local**. Le calage local est effectué en enlevant aux quantiles « observés » les débits moyens mensuels saisonniers (cf. chapitre 6 paragraphe 6.2.2.d).
- la seconde étape vise à établir des régressions linéaires multiples qui relient le paramètre S0/A_local à des variables explicatives connues sur l'ensemble du territoire ; on calcule ainsi la variable **S0/A_reg**.
- la troisième étape de la régionalisation, s'appuie sur l'hydrogéologie, et permet de calculer la variable **S0/A_reg_hg**. Pour cela, différentes classes hydrogéologiques se voient affecter d'un coefficient corrigeant les valeurs du paramètre S0/A_reg obtenue par régression linéaire multiple.
- la dernière étape calcule les grilles de résidus entre S0/A_local et S0/A_reg_hg. On rappelle que la variable **S0/A_régionalisé** est la variable obtenue en additionnant ces résidus à la variable S0/A_reg_hg.

Au final la méthode est entièrement régionalisée et peut proposer des quantiles de débit multi-durée-fréquence sur toute la zone d'étude (territoire français métropolitain).

Cette étape de régionalisation est réalisée avec un échantillon de 860 bassins (soit 2/3 de 1290) pour les 3 hypothèses sur A : A-PJ100 (chapitre 6, paragraphe 6.1.1), A-Optimum-régionalisé (chapitre 6, paragraphe 6.3.1) et A-hydrogéologie-régionalisé (chapitre 6, paragraphe 6.3.2). On valide ensuite les résultats sur les 430 bassins de validation. On réalise 10 fois cette opération avec des échantillons de bassins différents.

a. Les variables explicatives

On présente les résultats des régressions linéaires avec 1, 2 et 3 variables Tableau 34 et Tableau 35 pour A-Optimum-régionalisé, A-hydrogéologie et A_PJ100 pour le 1^{er} échantillon de bassins. On rappelle que cette partie consiste à chercher les relations entre les différentes valeurs de S0/A calés localement et les variables explicatives.

On réalise en premier la régionalisation de S0/A_local_été pour se servir de cette carte pour réaliser la régionalisation de S0/A_local_hiver (chapitre 3, paragraphe 3.2.5).

A-Optimum-régionalisé

Tableau 34–Résultats des régressions linéaires pour A-hydrogéologie-régionalisé pour les 860 bassins versants (1^{er} échantillon)

	Variables explicatives de S0/A été	R ²	Variables explicatives de S0/A hiver	R ²
1 variable	SAJcli_e_2	0.26	S0A_regio_	0.35
	SAJclim_e_	0.25	XV2	0.12
	NE_e	0.24	Reseau_cum	0.05
	XV2	0.24	Reseau_cum	0.04
	NE_h	0.23	PJMAX_h	0.03
2 variables	SAJclim_a_Reseau_cum	0.37	SAJcli_e_2 S0A_regio_	0.57
	SAJclim_e_XV2	0.37	SAJclim_e_S0A_regio_	0.56
	SAJclim_a_Reseau_cum	0.36	NE_h S0A_regio_	0.52
	SAJclim_e_Reseau_cum	0.36	SAJclim_a_S0A_regio_	0.5
	SAJclim_e_Reseau_cum	0.36	NE_e S0A_regio_	0.49
3 variables	SAJclim_a_Reseau_cum XV2	0.41	PJMAX_h SAJclim_e_S0A_regio_	0.63
	SAJclim_a_Reseau_cum XV2	0.41	PJMAX_h SAJclim_a_S0A_regio_	0.62
	SAJclim_e_Reseau_cum XV2	0.41	PJMAX_e SAJclim_e_S0A_regio_	0.62
	SAJclim_e_Reseau_cum XV2	0.41	PJMAX_h SAJcli_e_2 S0A_regio_	0.61
	DTOT_h SAJclim_a_XV2	0.39	PJMAX_e SAJclim_a_S0A_regio_	0.6

A-Hydrogéologie-régionalisé

Tableau 35–Résultats des régressions linéaires pour A-Optimum-régionalisé pour les 860 bassins versants (1^{er} échantillon)

	Variables explicatives de S0/A été	R ²	Variables explicatives de S0/A hiver	R ²
1 variable	SAJclim_e_	0.33	S0A_regio_	0.23
	SAJclim_a_	0.32	XV2	0.1
	SAJcli_e_2	0.32	PJMAX_h	0.03
	Pluie an	0.32	SAJclim_h_	0.03
	NE_h	0.3	Reseau_cum	0.03
2 variables	SAJclim_a_Reseau_cum	0.39	SAJcli_e_2 S0A_regio_	0.4
	SAJclim_a_Reseau_cum	0.39	SAJclim_e_S0A_regio_	0.39
	A_opt SAJclim_a_	0.38	NE_h S0A_regio_	0.36
	SAJclim_e_Reseau_cum	0.38	PJMAX_h S0A_regio_	0.34
	SAJclim_e_Reseau_cum	0.38	SAJclim_a_S0A_regio_	0.34
3 variables	A_opt SAJclim_a_Reseau_cum	0.45	PJMAX_h SAJclim_e_S0A_regio_	0.47
	A_opt SAJclim_a_XV2	0.45	PJMAX_h SAJclim_a_S0A_regio_	0.46
	A_opt SAJclim_h_Reseau_cum	0.45	PJMAX_h SAJcli_e_2 S0A_regio_	0.45
	A_opt SAJclim_e_XV2	0.45	PJMAX_e SAJclim_e_S0A_regio_	0.45
	A_opt SAJclim_a_Reseau_cum	0.44	PJMAX_h ETP an S0A_regio_	0.44

A-PJ100

Tableau 36–Résultats des régressions linéaires pour A-PJ100 pour les 860 bassins versants (1^{er} échantillon)

	Variables explicatives de S0/A été	R ²	Variables explicatives de S0/A hiver	R ²
1 variable	XV2	0.18	S0A_PJ100_	0.38
	Reseau_cum	0.09	XV2	0.08
	Reseau_cum	0.09	PJMAX_h	0.07
	SAJclim_a_	0.07	DTOT_e	0.05
	SAJclim_e_	0.07	NE_h	0.05
2 variables	ETP an XV2	0.21	SAJclim_e_S0A_PJ100_	0.56
	SAJclim_a_XV2	0.19	SAJcli_e_2 S0A_PJ100_	0.56
	SAJclim_h_XV2	0.19	PJMAX_h S0A_PJ100_	0.52
	SAJclim_e_XV2	0.19	SAJclim_a_S0A_PJ100_	0.52
	Neige an XV2	0.19	NE_h S0A_PJ100_	0.51
3 variables	DTOT_e SAJclim_h_XV2	0.23	PJMAX_h SAJclim_a_S0A_PJ100_	0.62
	NE_h SAJclim_e_XV2	0.23	PJMAX_h SAJclim_e_S0A_PJ100_	0.62
	SAJclim_e_SAJcli_e_2XV2	0.23	PJMAX_h ETP an S0A_PJ100_	0.61
	ETP an Reseau_cumXV2	0.23	PJMAX_h SAJcli_e_2 S0A_PJ100_	0.6
	ETP an Reseau_cumXV2	0.23	PJMAX_e SAJclim_e_S0A_PJ100_	0.6

Sur les 10 échantillonnages, on retrouve les mêmes variables explicatives ce qui montre une robustesse dans la méthode de régionalisation.

Pour chacune des régionalisations, les cartes de A-Optimum-régionalisé (A_opt) et A-Hydrogéologie (A_hydro) sont rajoutées comme variable explicative supplémentaire. On s'aperçoit que A_opt fait partie des 3 variables explicatives qui ont un coefficient de corrélation linéaire ($R^2=0.45$) le plus fort Tableau 35. On réalise une première carte de S0/A à l'aide des 3 variables qui expliquent mieux S0/A_local que l'on nomme **S0/A_reg**.

b. Apport de l'hydrogéologie

Dans un deuxième temps, on calcule les valeurs de S0/A_reg obtenues par régression des 3 variables et on corrige S0/A_reg par l'hydrogéologie. On appelle cette variable S0/A_reg_hg (voir Chapitre 3 paragraphe 3.2.5.d).

Un coefficient correcteur propre à chaque classe d'hydrogéologique est appliqué (on compte 18 classes d'aquifères (Moulard 2010) Chapitre 3 paragraphe 3.2.5.d) À partir des valeurs obtenues par régression linéaire multiple (S0/A_reg_été) on les corrige par l'hydrogéologie. Un coefficient correcteur est appliqué à chaque classe d'hydrogéologique (équation (77)). Le coefficient correcteur est déterminé de façon à optimiser les critères de Nash calculé entre S0/A_local et S0/A_reg.

Le calcul est le suivant :

$$S0/A_{reg_hg} = S0/A_{reg} \cdot \sum_{i=1}^{18} \gamma_i \cdot \alpha_i \tag{77}$$

Avec :

- α_i : taux d'occupation de la surface du bassin versant par la classe hydrogéologique n°i,
- γ_i : coefficient correcteur de la classe hydrogéologique n°i.

Le coefficient correcteur est déterminé de façon à obtenir le meilleur critère de Nash entre les valeurs optimales des paramètres et les valeurs corrigées par l'hydrogéologie.

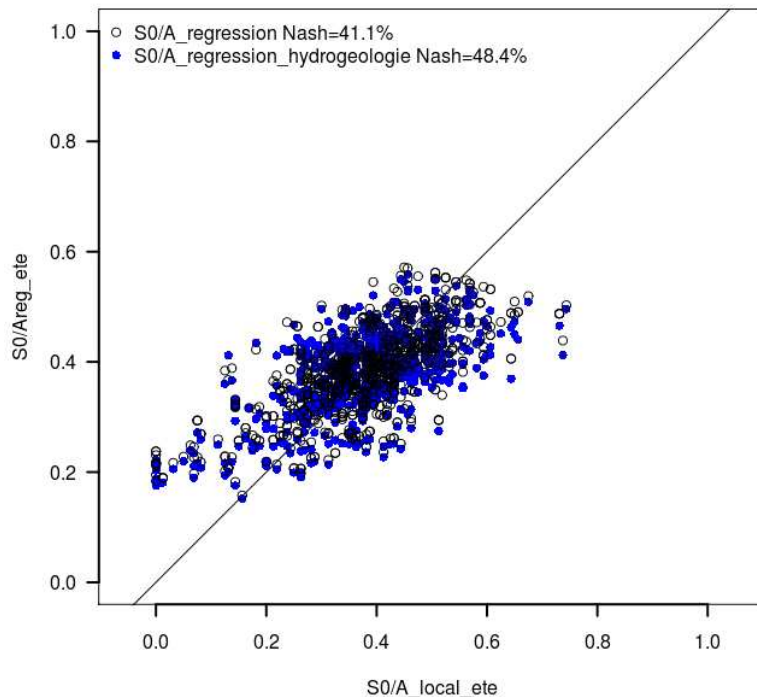


Figure 7-1–Comparaison des S0/A_reg_hg_été aux S0/A_local_été sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-hydrogéologie-régionalisé. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre S0/A_reg_hg et S0/A_local pour l'été et pour l'hiver sur les 860 bassins pour le 1^{er} échantillon.

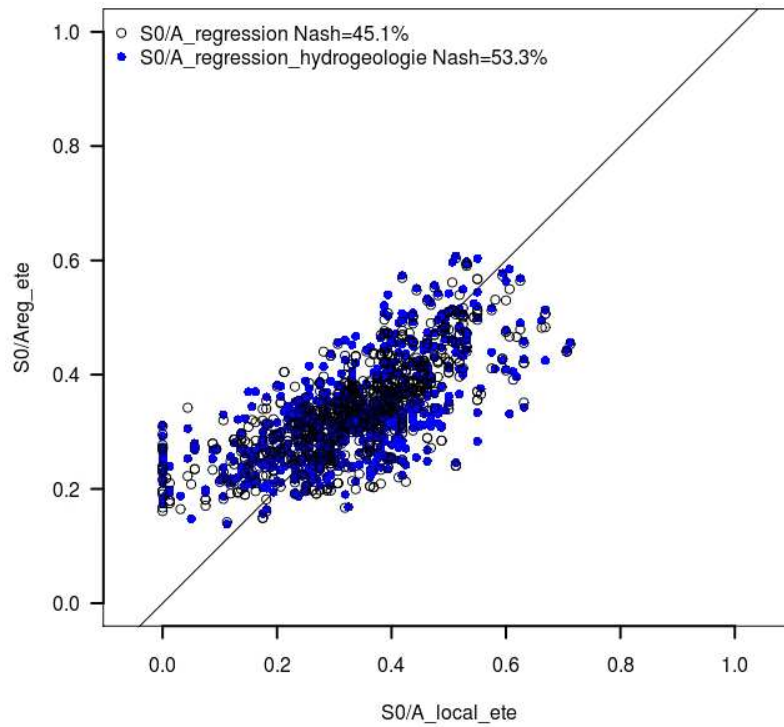


Figure 7-2—Comparaison des $S0/A_{reg_hg_été}$ aux $S0/A_{local_été}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage, pour A-hydrogéologie-régionalisé. Les critères de Nash-gobaux sont estimés entre $S0/A_{reg_hg}$ et $S0/A_{local}$ pour l'été et pour l'hiver sur les 860 bassins pour le 1^{er} échantillon.

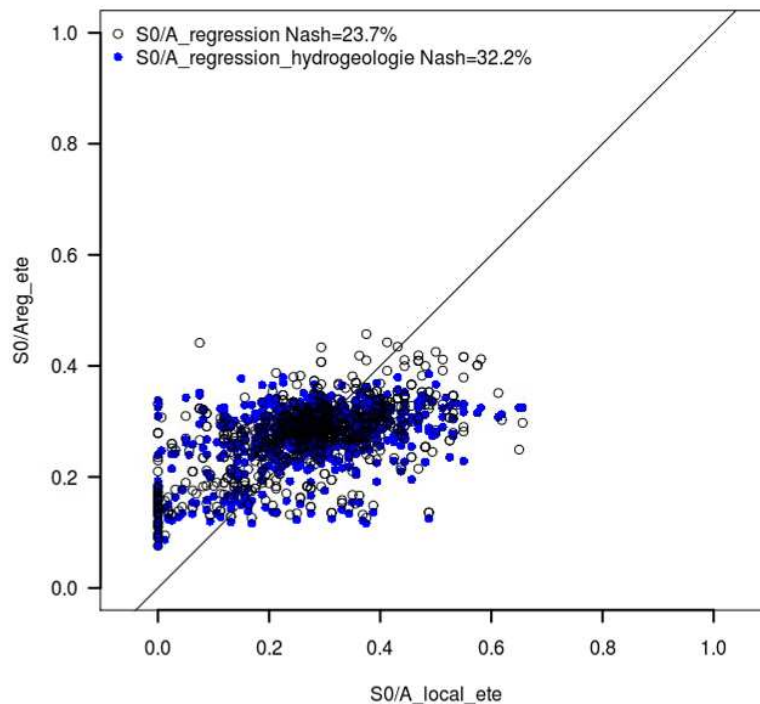


Figure 7-3—Comparaison des $S0/A_{reg_hg_été}$ aux $S0/A_{local_été}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-PJ100. Les critères de Nash-gobaux sont estimés entre $S0/A_{reg_hg}$ et $S0/A_{local}$ pour l'été et pour l'hiver sur les 860 bassins pour le 1^{er} échantillon.

Les Figure 7-2 Figure 7-3 montrent les résultats pour S0/A_local et S0/A_reg et S0/A_reg_hg. L'apport de l'hydrogéologie induit une augmentation de près de 8 points sur le critère de Nash-global pour A-Optimum-régionalisé et A-hydrogéologique-régionalisé et 10 pour A-PJ100.

Tableau 37–Résultats des coefficients correcteurs sur l'hydrogéologie en fonction du type d'aquifère, pour les 860 bassins versants et pour l'échantillon 1.

Type d'aquifères	Classes	A-Optimum-régionalisé γ_i	A-Hydrogéologie-régionalisé γ_i	A-PJ100 γ_i
Aquifères karstiques	4	1.10	1.18	0.94
	11	0.87	0.95	0.91
	12	1.17	1.19	1.08
	14	1.19	1.15	1.28
	18	1.07	1.12	0.55
Aquifères de socle	1	1.10	1.11	1.27
	16	1.27	1.12	1.03
Aquifères de grandes plaines	5	1.38	1.06	1.15
Aquifères de zones côtières	8	0.80	0.89	1.02
Aquifères perchés	2	0.89	1.05	1.08
	9	0.97	1.04	0.72
	10	1.10	0.81	1.04
	13	0.96	0.92	0.90
Aquifères de couverture	3	0.48	1.04	1.00
	16	1.27	1.12	1.03
	17	0.97	1.05	1.00
	18	1.07	1.12	0.55

Les aquifères de type 3 (Aquifères de couverture du Massif Central) pour A-Optimum-régionalisé présentent un fort coefficient de correction, $\gamma=0.48$ et pour A-PJ100 c'est la classe 18 (Aquifère de couverture du Bassin Aquitain) avec $\gamma=0.55$. Les écarts types des coefficients correcteurs sont plus forts pour l'hypothèse A-optimium-régionalisé (0.20) et A-PJ100 (0.17) qu'A-hydrogéologie-régionalisé (0.11) ce qui montre l'avantage de cette dernière hypothèse.

c. Cartographie des S0/A

Ensuite, les résidus sont calculés (entre S0/A_local et S0/A_reg_hg), spatialisés et intégrés sur les grilles des S0/A corrigés par l'hydrogéologie, pour obtenir la grille que l'on nomme **S0/A_régionalisé**. Dans cette partie, on s'attachera uniquement aux résultats de la méthode décrite dans le chapitre 3 régionalisations paragraphe 3.2.5. On compare les valeurs de S0/A régionalisés avec les S0/A optimisés localement.

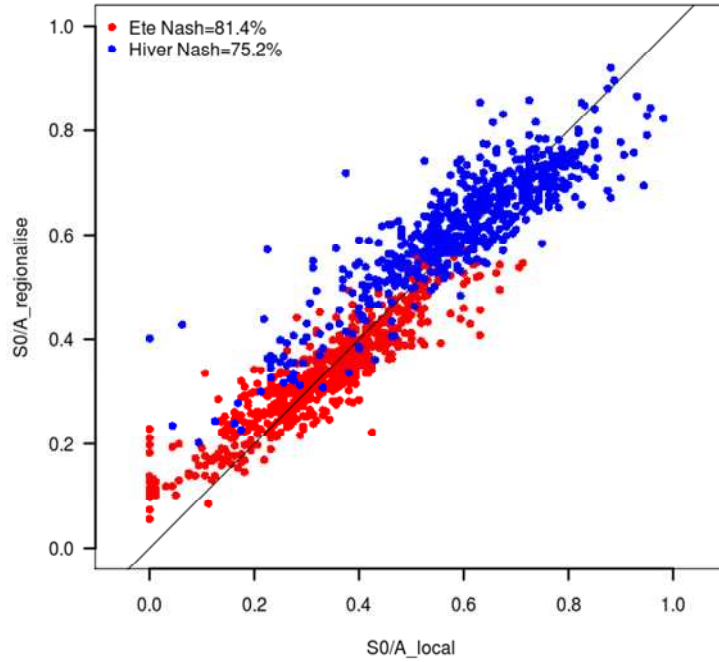


Figure 7-4—Comparaison du $S0/A_{\text{régionalisé}}$ obtenu par intégration des résidus au $S0/A_{\text{local}}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-Optimum-régionalisé. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre $S0/A_{\text{régionalisé}}$ et $S0/A_{\text{local}}$ pour l'été et pour l'hiver sur les 860 bassins et pour le 1^{er} échantillon.

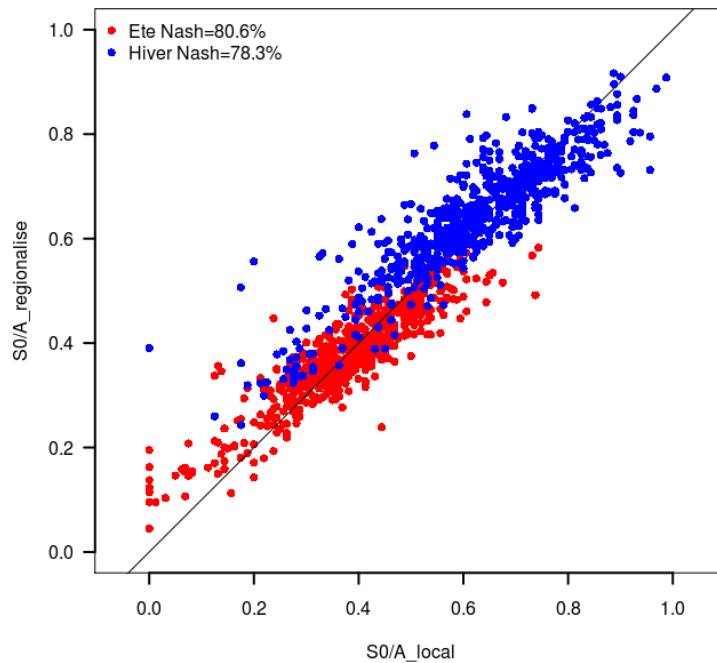


Figure 7-5—Comparaison du $S0/A_{\text{régionalisé}}$ obtenu par intégration des résidus au $S0/A_{\text{local}}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-Hydrogéologie-régionalisé. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre $S0/A_{\text{régionalisé}}$ et $S0/A_{\text{local}}$ pour l'été et pour l'hiver sur les 860 bassins et pour le 1^{er} échantillon

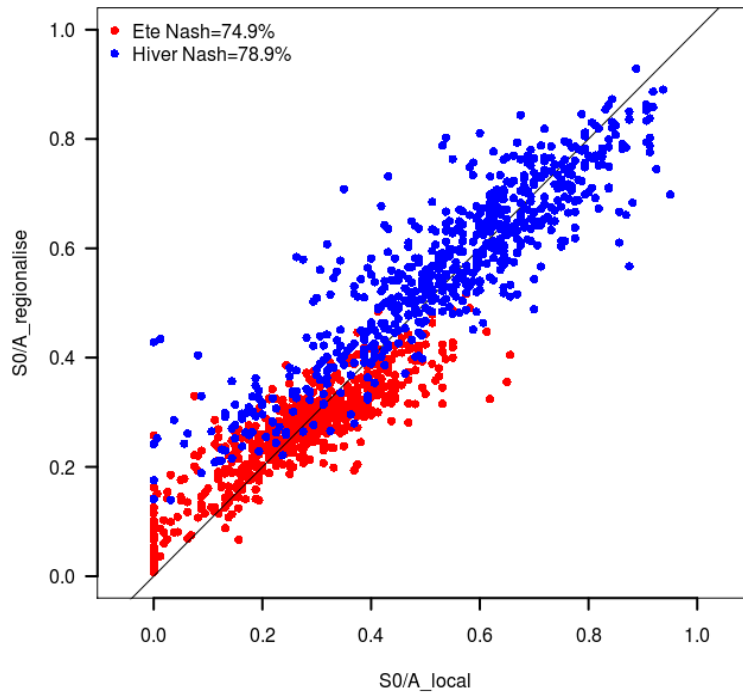


Figure 7-6—Comparaison du $S0/A_{regionalise}$ obtenu par intégration des résidus au $S0/A_{local}$ sur les 860 bassins versants servant pour le calage pour A-PJ100. Les critères de Nash-globaux sont estimés entre $S0/A_{regionalise}$ et $S0/A_{local}$ pour l'été et pour l'hiver sur les 860 bassins et pour le 1^{er} échantillon.

L'intégration des résidus et leur spatialisation ont permis d'augmenter le critère de Nash-global de 30 points pour les trois hypothèses sur A. Pour les 2 régionalisations, le critère de Nash-global est plus fort en été qu'en hiver.

On synthétise les résultats des 3 étapes de régionalisation pour les 10 échantillons dans le Tableau 38.

Tableau 38—Résultats des critères de Nash-globaux moyens pour les 10 échantillons de calage de 860 bassins versants

Étape	A-Optimum-régionalisé	A-Hydrogéologie-régionalisé	A-PJ100
Regression	48%	43%	25%
+ Hydrogéologie	53%	49%	33%
+ Résidu = Final	83%	81%	75%

On note qu'en moyenne les résultats sont identiques ce qui montre la robustesse de la méthode.

Les Figure 7-7 et Figure 7-8 représentent les cartes de France du paramètre S0/A pour les hypothèses A-hydrogéologie-régionalisé et A-Optimum-régionalisé pour le 10^{ème} échantillon.

On impose à certains pixels des valeurs pour le paramètre S0/A, pour tenir compte de l'imperméabilité des sols dans certains cas :

- zones urbaines : S0/A=0.9 quelle que soit la saison
- zones périurbaines : S0/A=0.7 (hiver) et S0/A=0.6 (été)
- zones humides intérieures et eaux continentales : S0/A=1 quelle que soit la saison

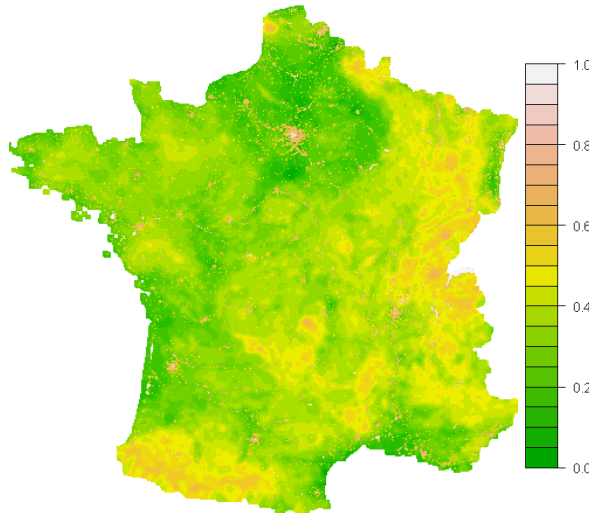


Figure 7-7–Cartographie du paramètre S0/A_régionalisé, pour l'été et A-Hydrogéologie-régionalisé pour les 860 bassins versants pour le 1^{er} échantillon.

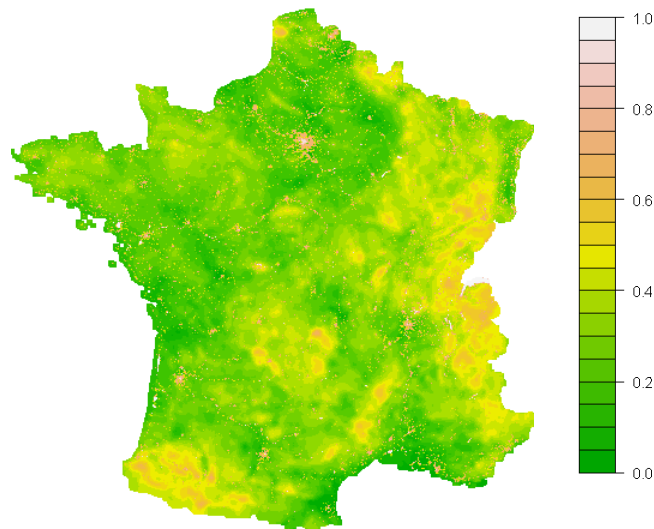


Figure 7-8–Cartographie du paramètre S0/A_régionalisé, pour l'été et A-Optimum-régionalisé pour les 860 bassins versants pour le 1^{er} échantillon.

La carte des S0/A montre des valeurs plus fortes dans l'hypothèse de travail avec A-Hydrogéologie-régionalisé qu'avec celles de travail A-Optimum-régionalisé. On retrouve pour ces deux cartes les mêmes zones homogènes avec des valeurs fortes et faibles : les valeurs fortes s'observent pour la partie Pyrénées (partie Ouest), les Cévennes, les Alpes du Nord, région Franche-Comté, le ballon d'Alsace. Les valeurs les plus faibles sont situées dans les régions Île-de-France, Var, Pyrénées-Orientales et Aquitaine.

À partir des grilles de S0/A régionalisé au pixel, on met en œuvre le simulateur de pluie et le modèle pluie-débit en tout point du territoire français. Les Figure 7-9 et Figure 7-10 montrent les cartes de quantiles de débit de pointe spécifiques millénaux pour les hypothèses d'A-Hydrogéologie-régionalisé, A-PJ100 et A-Optimum-régionalisé.

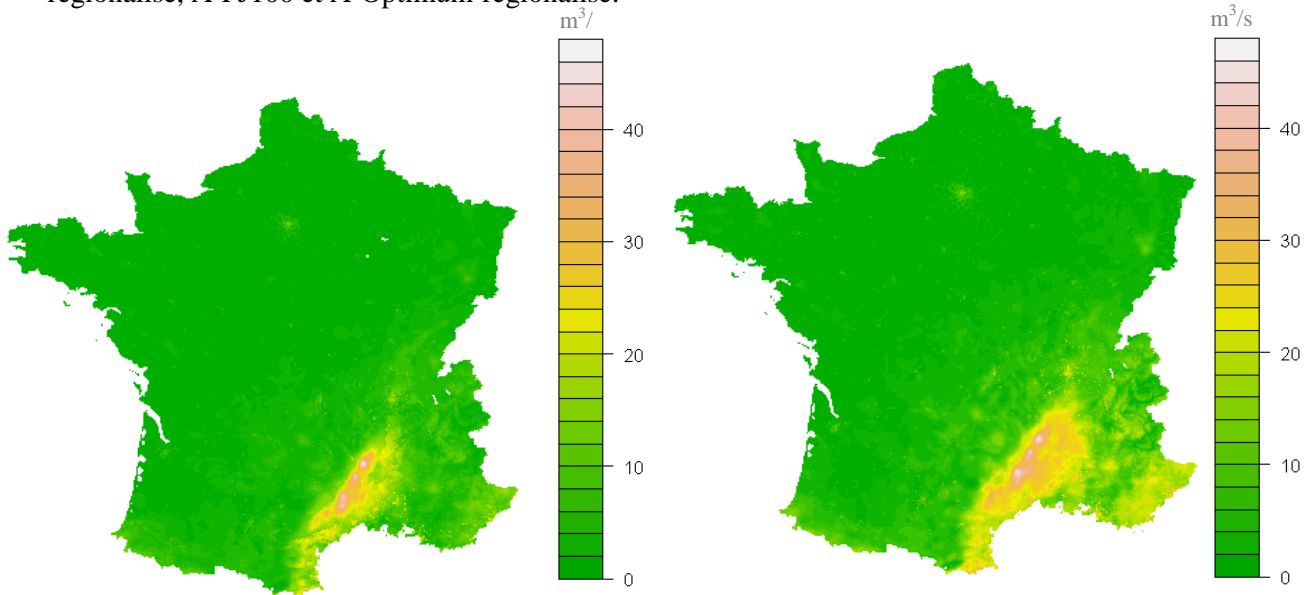


Figure 7-9—Cartographie du quantile de débit de pointe 1000 ans obtenus par la méthode Shyreg à gauche, A-Hydrogéologie-régionalisé (chapitre 6 paragraphes 6.3.2) et à droite A-PJ100 pour la saison estivale.

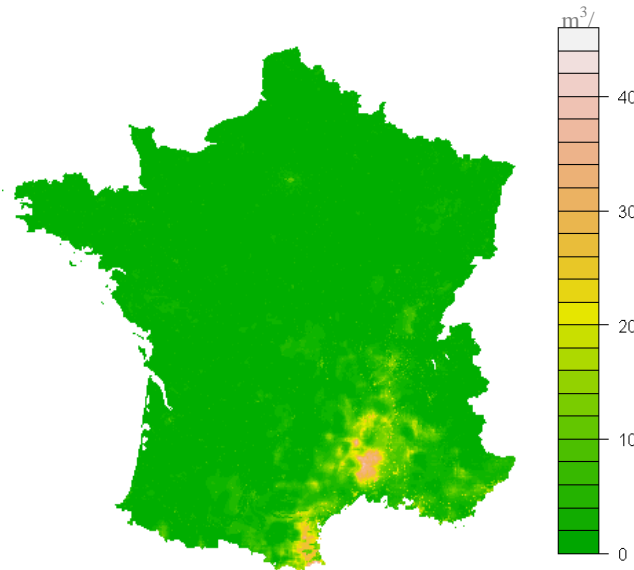


Figure 7-10—Cartographie du quantile de débit de pointe 1000 ans obtenu par la méthode Shyreg avec A-Optimum-régionalisé (chapitre 6 paragraphes 6.3.1) pour la saison estivale.

Ces trois cartes montrent les mêmes tendances : le pourtour méditerranéen présente les valeurs de débits de pointe au pixel les plus fortes surtout sur les Cévennes. Dans cette région les débits de pointe au pixel sont au dessus de $30 \text{ m}^3/\text{s}$. On note que la zone des plus forts débits spécifiques avec A-Optimum-régionalisé apparaît plus en piémont que celle avec A-hydrogéologie-régionalisé et A-PJ100. La région ouest des Cévennes présente des valeurs faibles de débits spécifiques $10 \text{ m}^3/\text{s}$ dues à des valeurs de A de plus de 1000 mm.

7.1.2. Conclusion de la régionalisation

Les différentes hypothèses A-PJ100/A-hydrogéologie/Optimum-régionalisé conduisent à des valeurs de $S0/A$ qui s'expliquent assez facilement par des variables exogènes déjà régionalisées (cela se traduit par des coefficients de détermination linéaire R^2 de l'ordre de 40 % (Tableau 34Tableau 35), sauf pour A-PJ100 où ce coefficient est en dessous de 30% (Tableau 36)).

L'hydrogéologie apporte un gain sur l'explication de la variable $S0/A$ quelle que soit l'hypothèse sur A. En moyenne on enregistre un gain de 8 points sur le critère de Nash. Enfin la spatialisation des résidus et leur incorporation dans les cartes présentent un apport réel (de l'ordre de 30 points) car le critère de Nash (estimé entre $S0/A$ -local et $S0/A$ -régional) est de l'ordre de 80%, quelle que soit l'hypothèse sur A. La validation des résultats s'effectuera sur les débits (paragraphe suivant).

Dans une seconde partie une analyse des débits issus de la régionalisation du modèle pluie-débit est effectuée. Elle se divise en deux. En premier lieu on étudie la restitution des quantiles des stations qui nous ont servi au calage puis celles des stations qui nous ont servi qu'à la régionalisation.

En second lieu on traite du comportement du modèle régionalisé vers des fréquences extrêmes en comparant avec un jeu de crues de projet.

7.2. Analyse des grilles de débit

7.2.1. Estimation des quantiles courants des stations servant au calage

Au cours de la régionalisation, on a procédé à deux échantillonnages, l'un pour le calage de la méthode (2/3 de l'échantillon) et l'autre pour sa validation (1/3 de l'échantillon) et ce pour 10 échantillons de bassins différents. On dispose de 10 grilles de débit multi-durée-fréquence.

On représente sur la Figure 7-11, les distributions de fréquence du critère de Nash-local borné : critère estimé entre les quantiles Shyreg et les quantiles « observés »⁴⁴ pour A-optimum-régionalisé (courbe noire), A-hydrogéologie-régionalisé (courbe bleu) et A-PJ100 (courbe rouge) des échantillons de 860 bassin qui ont servi au calage. Dans cette partie, on utilise le critère de qualité du Nash-local borné.

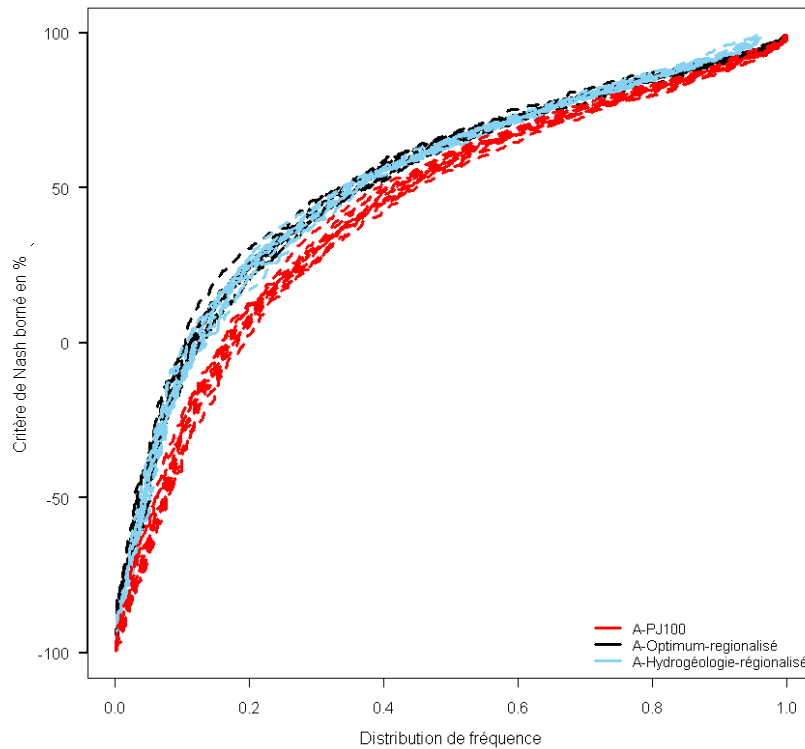


Figure 7-11—Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné, pour les différentes hypothèses sur la taille du réservoir de production avec les 10 échantillons de calage (860 bassins versants)

La Figure 7-11 montre que les critères de Nash-locaux sont meilleurs avec les hypothèses A-optimum-régionalisé et A-hydrogéologie-régionalisé que A=PJ100. Les différentes régionalisations réalisées pour 10 échantillons de bassin montrent qu'aucun échantillonnage n'a de meilleurs résultats que les autres ce qui montre une robustesse dans cette approche. D'autres critères permettant d'évaluer la robustesse et la justesse de la régionalisation rentreront dans le cadre du projet ANR Extraflo.

⁴⁴ Pour simplifier, on appelle quantiles de débit observés, les quantiles issus d'un ajustement statistique sur les observations pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans.

La Figure 7-12 représente la répartition spatiale du critère de Nash-local pour A-Optimum-régionalisé et A=PJ100. Pour mieux visualiser les zones homogènes de A, on estime le meilleur critère de Nash-local sur chaque bassin parmi les 3 hypothèses Figure 7-13.

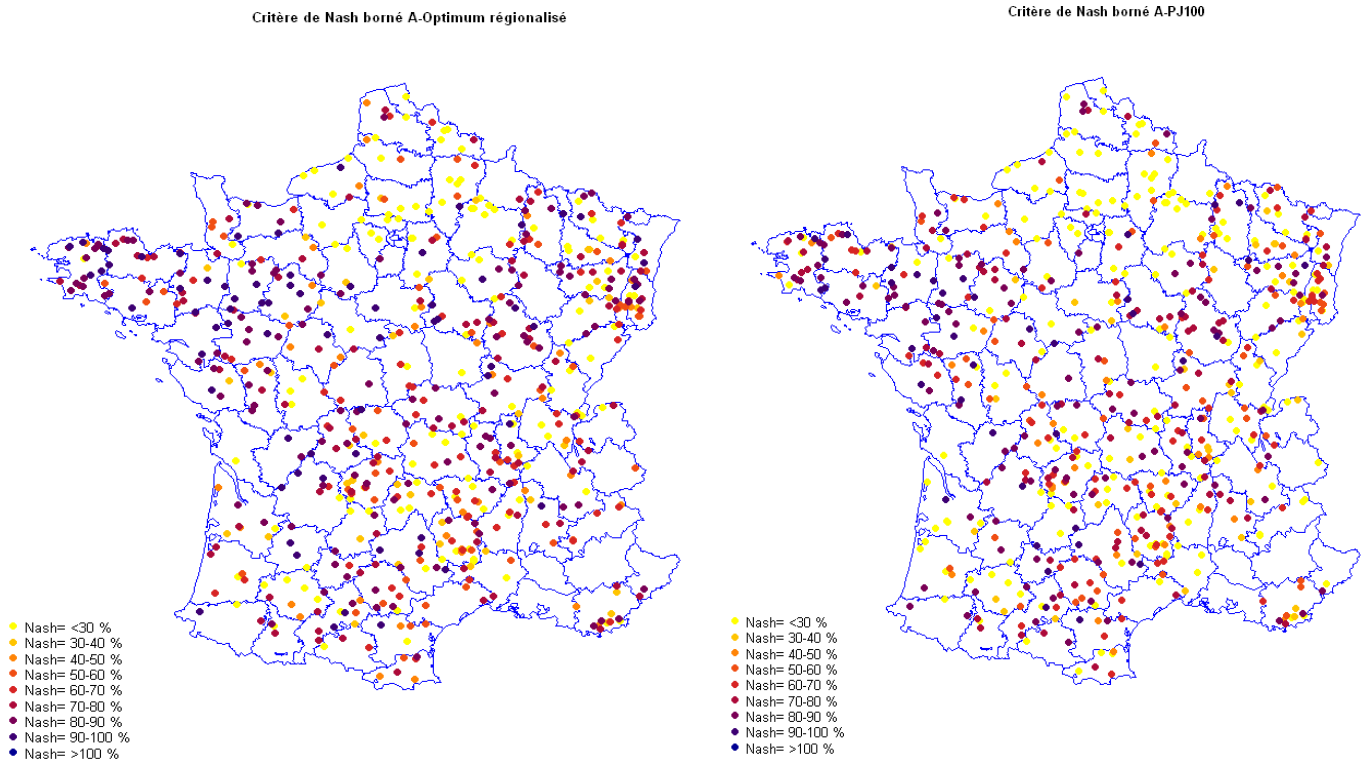


Figure 7-12—À gauche, répartition spatiale du critère de Nash-local pour A-Optimum-régionalisé, à droite A=PJ100 avec le 1^{er} échantillon de calage (860 bassins versants)

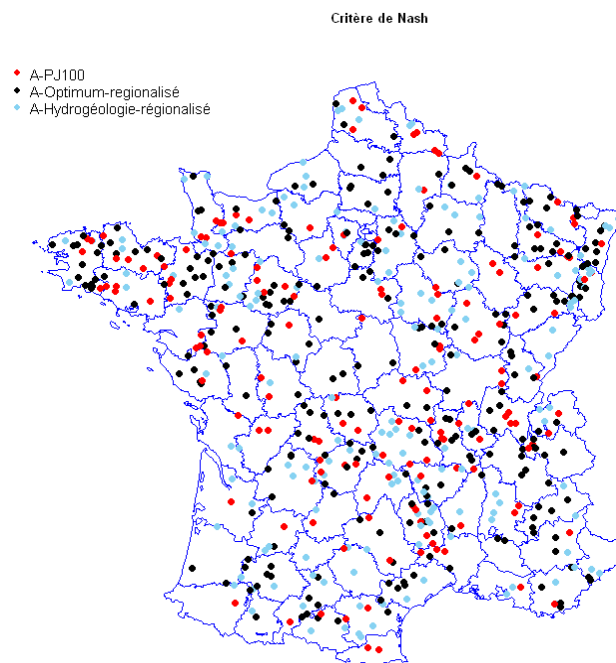


Figure 7-13—Répartition spatiale des différentes hypothèses de A avec le 1^{er} échantillon de calage pour les 860 bassins versants

Sur la Figure 7-13, on ne note pas de zones homogènes qui permettent d’y retenir une hypothèse de A plutôt qu’une autre.

7.2.2. Estimation des quantiles courants des stations servant à la validation

La validation s'effectue sur 430 stations et pour 10 échantillons de bassin différents. On estime pour chacun les quantiles de débit issus des 3 grilles de débit (A-PJ100, A-Hydrogéologie-régionalisé, A-Optimum-régionalisé) et pour les 10 échantillons. On représente sur la Figure 7-14, les distributions de fréquence du critère de Nash-local borné : critère estimé entre les quantiles Shyreg et les quantiles « observés »⁴⁵).

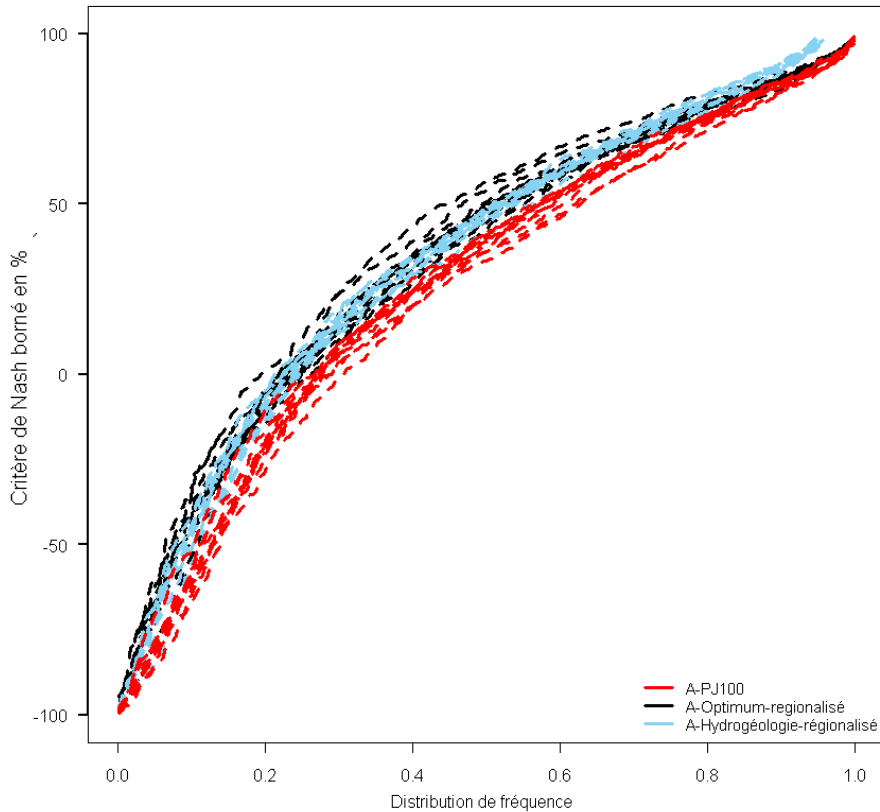


Figure 7-14–Distribution de fréquence du critère de Nash-local borné, pour les différentes hypothèses sur la taille du réservoir de production avec l'échantillon de validation (430 bassins versants)

Les résultats de la Figure 7-14 montrent que les distributions sont moins bonnes que celles de la Figure 7-11 ce qui est normal car ces stations n'ont pas servi à la régionalisation du modèle hydrologique. Les résultats sont meilleurs pour A-Optimum-régionalisé et A-Hydrogéologie-régionalisé et montrent des comportements similaires. A-PJ100 reste en dessous des autres distributions.

⁴⁵ Pour simplifier, on appelle quantiles de débit observés, les quantiles issus d'un ajustement statistique sur les observations pour les périodes de retour 2, 5 et 10 ans.

7.2.3. Comparaison avec une approche régionale : Crupedix

Sur 1290 bassins versants on teste la formule Crupedix (équation (78)) afin d'estimer des quantiles de débit de pointe décennal pour les deux saisons été et hiver (CTGREF et al. 1980-1982). On compare dans ce paragraphe deux méthodes régionales : Crupedix et Shyreg.

La formule Crupedix s'écrit :

$$QIX = R \cdot S^\alpha \cdot \left(\frac{PJ10}{80} \right)^\beta \quad (78)$$

Avec :

- QIX : le débit de pointe décennal
- PJ10 la pluie journalière décennale
- R : un coefficient régional (voir Figure 7-15)
- S : la superficie du bassin en km²
- α, β : Coefficients à optimiser

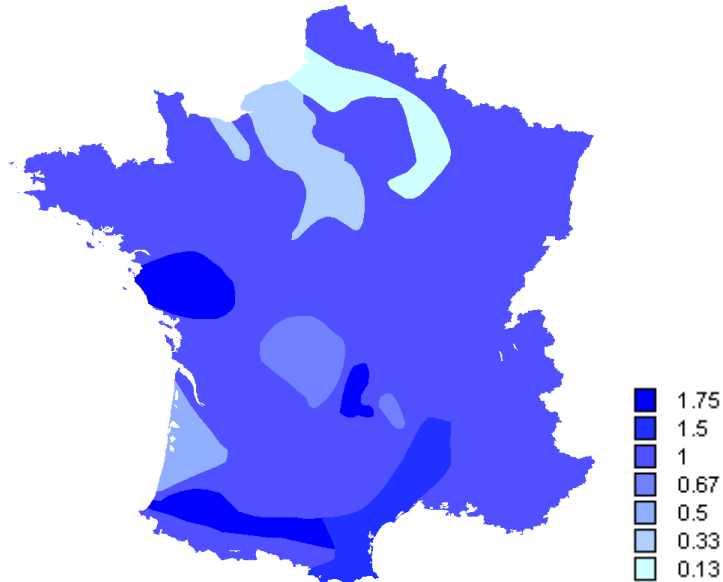


Figure 7-15–Cartographie du coefficient régionale R de la formule Crupedix

Dans la méthode initiale, les coefficients alpha et beta ont été fixés respectivement à 0,8 et 2. Dans notre étude et pour chaque saison, les variables α et β ont été optimisées pour minimiser les critères de Nash (estimés entre QIX et les quantiles de débit de pointe ajustés sur les observations avec une loi GEV bornée voir chapitre 2, paragraphe 4.1.3).

La pluie journalière décennale (PJ10) de chaque saison est la moyenne de la pluie décennale Shyreg de chaque pixel contenu dans le bassin versant.

Les formules Crupedix optimisées :

$$\text{Hiver : } QIX = R \cdot S^{0.79} \cdot \left(\frac{PJ10}{80} \right)^{1.26} \quad \text{Nash-globaux}=75\% \quad (79)$$

$$\text{Eté : } QIX = R \cdot S^{0.79} \cdot \left(\frac{PJ10}{80} \right)^{1.6} \quad \text{Nash-globaux} =79\% \quad (80)$$

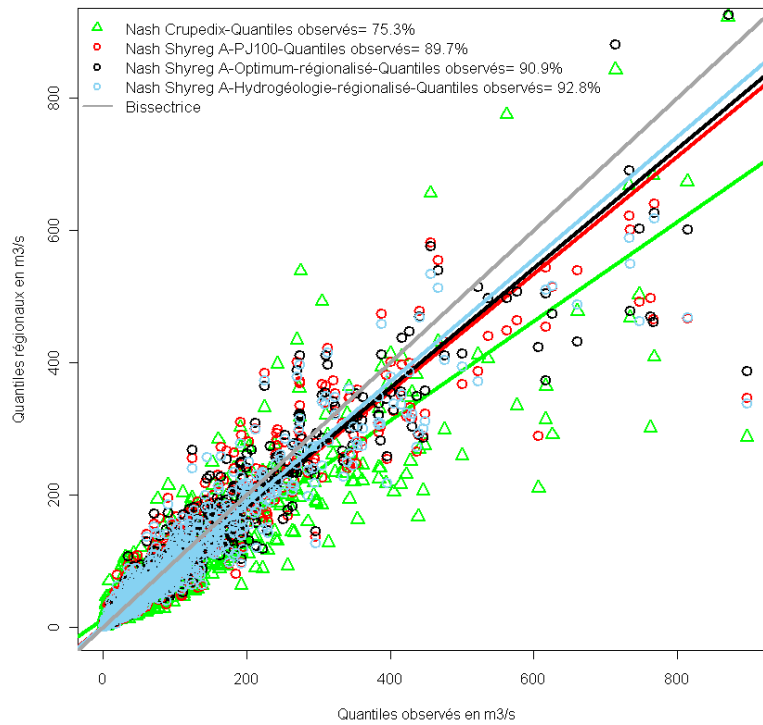


Figure 7-16—Comparaison des quantiles de débit de pointe régionaux et « observés » pour l’hiver sur les 1290 bassins versants.

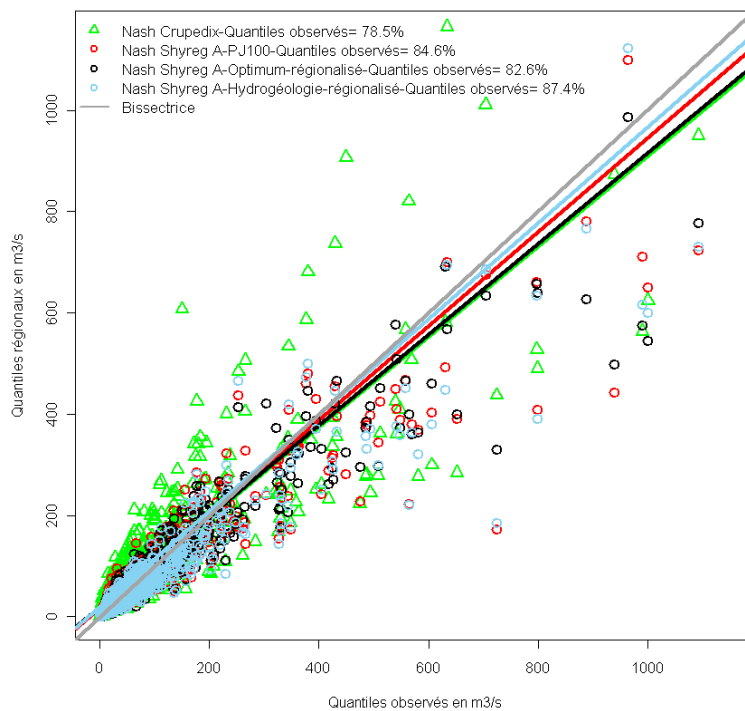


Figure 7-17—Comparaison des quantiles de débit de pointe régionaux et « observés » pour l’été sur les 1290 bassins versants.

La méthode Shyreg restitue correctement les quantiles de débit de pointe pour la période de retour 10 ans et ceux que soient les hypothèses sur A, avec un Nash-global supérieur à 80%. L’approche Crupedix malgré une optimisation des coefficients α et β , on obtient des critères de Nash-global en dessous de 80%. On note que la formule du Crupedix n’est adaptée que pour une durée (la pointe) et une période de retour (10 ans) alors que la méthode Shyreg fournit des quantiles de débit multi-durée-fréquence.

7.2.4. Les crues de projet

Dans ce paragraphe, les quantiles de débit de pointe issus de la grille de débit régionalisé sont comparés à un jeu de 141 crues de projet, échantillon 2-c, chapitre 4 paragraphe 4.2.4. On parle de crues de projet pour les ouvrages hydrauliques (barrages et digues).

En France, la loi fixe le niveau de sécurité des ouvrages hydrauliques selon le risque engendré par leur éventuelle rupture. On la définit comme la plus grande crue qui pourra toucher le site sans causer de dommages. Selon la vulnérabilité de l'ouvrage la crue de projet sera associée à des périodes de retour élevées comprises généralement entre 1000 ans et 10 000 ans (Guillaud 1988).

Sur la Figure 7-18 on a tracé en abscisse les crues de projet et en ordonnées les quantiles de débit de pointe de la méthode Shyreg suivant les 3 hypothèses sur A (A-PJ100, A-Optimum-régionalisé, A-Hydrogéologie-régionalisé). Les crues de projet sont associées à la période de retour 1000 ans.

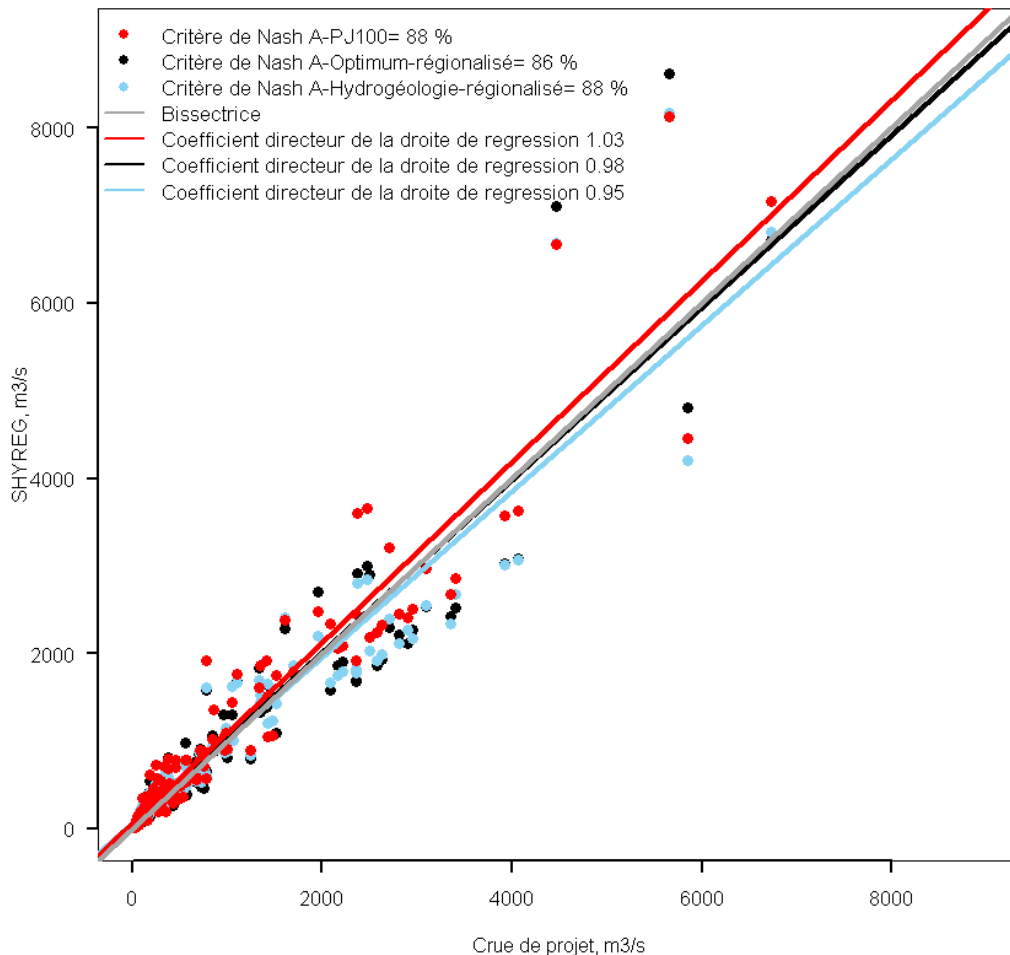


Figure 7-18—Comparaison des quantiles de débit de pointe de la méthode Shyreg et de l'échantillon «Crue de projet » de 140 bassins versants.

Les résultats montrent une bonne adéquation entre les quantiles Shyreg et les quantiles de crue de projet. Les critères de qualité (critères de Nash-globaux entre les quantiles crue et les quantiles de Shyreg) sont au dessus de 86 %. L'hypothèse A-Optimum-régionalisé présente la droite d'ajustement la plus proche de la bissectrice (avec un coefficient directeur de 0.98).

Le bassin dont la superficie est la plus importante (de l'ordre de 14 000 km²) est le barrage de la Tuilière sur la Dordogne. La crue de projet est estimée à 6725 m³/s et les quantiles Shyreg sont compris entre 6700 m³/s (A-optimum) et 7200 m³/s (A-PJ100). On voit bien que malgré des superficies importantes les quantiles Shyreg sont de même ordre de grandeur grâce à la nouvelle fonction d'abattement.

On note que pour certains ouvrages, les quantiles Shyreg sont au dessus des quantiles crue de projet. C'est le cas pour le barrage de Rivières situé sur le Tarn (crue de projet estimée à 5620 m³/s et quantile Shyreg de l'ordre de 8000 m³/s) et le barrage de Pinet dans le département de l'Aveyron construit sur le Tarn (crue de projet de l'ordre de 4460 m³/s et quantile Shyreg de l'ordre de 6000 m³/s). Le comportement particulier du Tarn (plateau karstique des grandes Causses) peut expliquer que les quantiles Shyreg soient plus forts.

On remarque que 28 des 141 quantiles Shyreg sont inférieurs de plus de 20% aux crues de projet. On sous estime ainsi au maximum de 40% la crue de projet du barrage de Crescent situé dans le département de l'Yonne.

De manière globale les quantiles Shyreg ont le même ordre de grandeur que les 141 crues de projet. Ces débits ont été estimés de différentes manières (PMP, Gradex, Schadex, ajustement de loi statistique) et surtout localement (c.à.d : utilisation des données).

Il est important de souligner que les quantiles Shyreg sont issus de la grille de débit régionalisé, alors que les débits des crues de projet sont issus d'études hydrologiques réalisées avec des données ponctuelles lorsqu'elle existe. Cette grille de débit fournit des quantiles de différentes durées (du débit de pointe au débit de moyen de 72h) et fréquences (de période de retour 2 ans à 1000 ans).

Rappelons en plus que pour les études des crues de projet, la méthode peut fournir localement des hydrogrammes de crue multiple et variés pouvant servir aux calculs de laminage des débits par la retenue (si on dispose des hauteurs-débit de fuite de l'ouvrage), réaliser des distributions de hauteur d'eau : on peut alors aboutir à la notion de cotes de projet (Aubert 2008; Carvajal et al. 2009; Lavabre et al. 2008). On montre sur la Figure 7-19 la distribution de fréquence des hauteurs d'eau sur le barrage de Sénéchas. Ce dernier est un barrage écrêteur de crue du bassin versant de la Cèze.

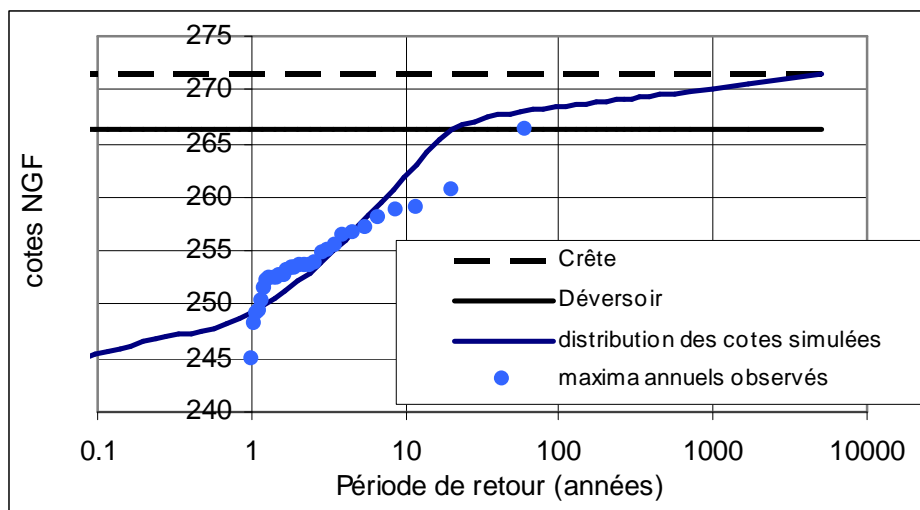


Figure 7-19–Barrage de Sénéchas. Distribution de fréquence des cotes observées et simulées dans la retenue (Lavabre et al. 2008).

Entre les périodes de retour 10 ans et 100 ans la cote du plan d'eau atteint le déversoir, puis pour la période de retour 10 000 ans, le plan d'eau atteint la crête du barrage : c'est le Point des plus Hautes Eaux (PHE).

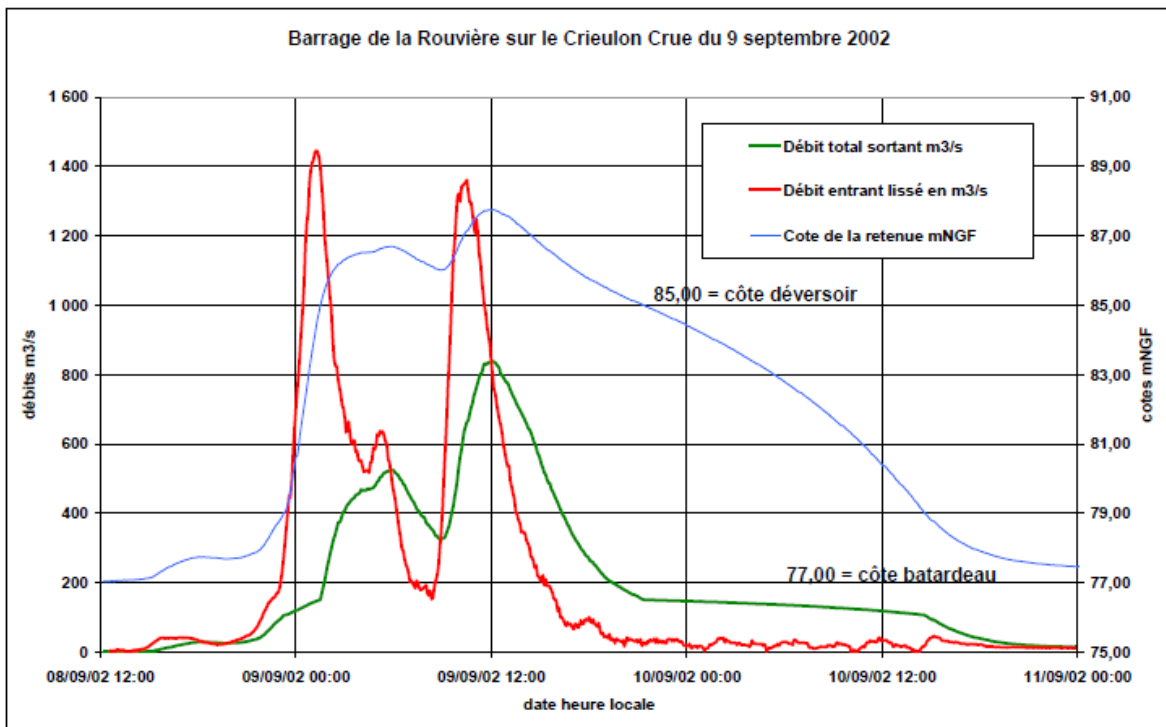


Figure 7-20—Hydrogrammes au barrage de la Rouvière (Fouchier et al. 2004; Royet et al. 2003)

Les méthodes classiques se concentrent uniquement sur un unique hydrogramme souvent avec un seul pic de crue, que l'on nomme hydrogramme de projet (Lang and Lavabre 2007; Le Clerc 2004). Or les crues sont en réalité de forme plus complexes et peuvent présenter par exemple de multiples points de crue au cours d'un événement. L'évènement de Septembre 2002 l'a démontré sur le barrage de la Rouvière dans le département du Gard Figure 7-20 (Fouchier et al. 2004; Royet et al. 2003), avec la succession de 2 pics de crue de période de retour équivalente (et proche de la millénale) espacés de quelques heures. La première pointe a été bien laminée par l'ouvrage, mais pas la seconde⁴⁶.

⁴⁶ . En Septembre 2002, un épisode météorologique assez rare fait qu'en quelques heures il tombe 650mm d'eau, soit une année de pluie, répartis en deux épisodes dans le département du Gard. Ces 2 épisodes ont provoqué deux crues successives à quelques heures d'intervalle. Elles étaient espacées de 7 heures pour le barrage de la Rouvière (barrage situé sur le Criulon, affluent du Vidourle). Le premier corps de crue a été très bien absorbé par la retenue et le débit de pointe a été ramené de 1400m³/s à 540m³/s. Cependant ce premier épisode a pratiquement rempli la retenue. De ce fait, lorsque le second épisode est arrivé, il a provoqué la submersion du barrage et le laminage a été moins efficace, ramenant le débit de 1360m³/s à 840m³/s. Le barrage a été dimensionné pour une crue de projet de 1400 m³/s.

7.2.5. Conclusion et limites de la méthode

La régionalisation du modèle hydrologique permet de disposer de quantiles de débit multi-durée (du débit de pointe au débit moyen de 72 h)-fréquence (de la période de retour 2 ans à 1000 ans) en tout point du territoire et à l'échelle du km². L'application de la fonction d'abattement des quantiles de débit permet d'estimer des quantiles sur n'importe quel bassin du territoire.

Dans ce chapitre on ne cherche pas à reproduire exactement les quantiles observés mais on privilégie l'émergence de tendances régionales telles que sur le Bassin parisien, le ballon d'Alsace, les Cévennes etc...

La méthode permet sur plus de 600 stations de calages d'avoir des critères de Nash supérieurs à 80%. Cependant, on voit bien que la méthode régionale ne permet pas de retrouver les quantiles de débit courants sur certaines zones. Notamment sur la région parisienne, dans les départements du Doubs, de l'Ain et du Jura. Cette approche reste une approche régionale qui ne prend pas en compte certaines spécificités :

Sur les bassins à caractère karstique, les bassins versants topographiques ne correspondent pas aux bassins versants hydrogéologiques. Pour ces bassins, une étude plus poussée est nécessaire. L'étude hydrologique sur le bassin du Coulon a ainsi montré que 40 % de sa superficie fait partie du bassin d'alimentation de la Fontaine du Vaucluse (Fine 2010). On peut retenir comme hypothèse que pour des événements extrêmes l'épi karst se sature et le ruissellement apparait.

Néanmoins, le contrôle du réseau hydrographique est nécessaire. Car quelle que soit la pluie, l'absence d'un réseau hydrographique ne permet pas de conclure que l'écoulement se dirige vers l'exutoire. On montre sur la Figure 5-24 (cf. : chapitre 5) que sur la plupart des bassins ayant une densité de drainage inférieure à 50%, la méthode restitue mal les quantiles courants de débit (critère de Nash inférieur à 30 %).

Quand les bassins sont situés à des altitudes moyennes de plus de 2500 m, la méthode restitue mal les quantiles courants de débit malgré la prise en compte du débit de base issu de la fonte de la neige (le bassin versant de l'Isère à Val-D'isère). Le modèle n'a pas de module neige.

La méthode présente des difficultés d'application à cause des propriétés de la fonction d'abattement des quantiles. En effet l'abattement entraîne une égalité entre les quantiles de débit de pointe et journalier pour des superficies de plus de 2000 km². Or pour le bassin de la Loue (bassin karstique dont on ne connaît pas la superficie réel de captage), les débits de pointe tendent vers les débits journaliers et pour le bassin de l'Isère à Beaumont-Monteux (11 000 km²), les débits de pointe diffèrent des débits journaliers. Ce sont des spécificités régionales que l'on peut améliorer en régionalisant les paramètres Kp et Kj de la fonction d'abattement des pluies.

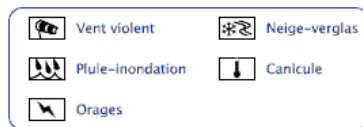
La méthode ne tient pas compte de l'influence de certains ouvrages hydrauliques tels que les barrages, certaines spécificités urbaines et ainsi que des particularités hydrauliques (zones d'expansion des crues).


Le lundi 14 juin 2010 à 16h, Météo-France lance une alerte orange sur une large partie du Sud-est.

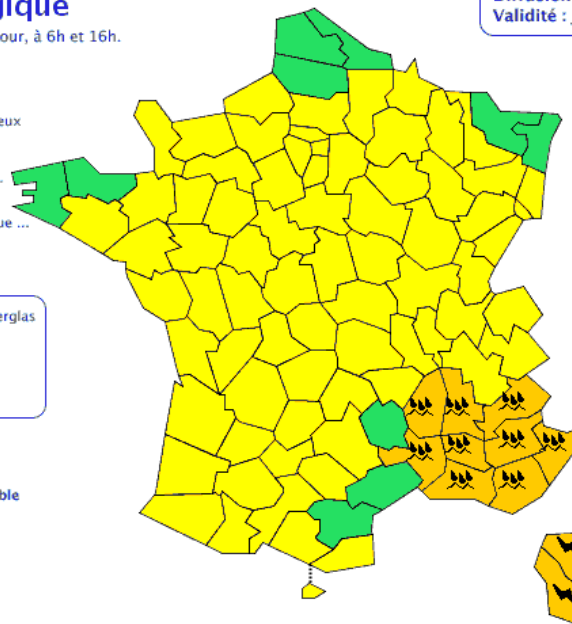
Vigilance météorologique

La carte est actualisée au moins 2 fois par jour, à 6h et 16h.

- **Une vigilance absolue s'impose** des phénomènes météorologiques dangereux d'intensité exceptionnelle sont prévus ...
- **Soyez très vigilant**, des phénomènes météorologiques dangereux sont prévus ...
- **Soyez attentif** si vous pratiquez des activités sensibles au risque météorologique ...
- **Pas de vigilance particulière.**



 La vigilance pluie-inondation est élaborée avec le réseau de prévision des crues du Ministère du Développement durable



Diffusion : le lundi 14 juin 2010 à 16h00
Validité : jusqu'au mardi 15 juin 2010 à 16h00

Consultez le [bulletin national](#)

Sur la Corse, PACA, le Gard, la Drôme et l'Ardèche, épisode de pluies orageuses s'intensifiant mardi après-midi.

Cliquez sur la carte pour lire les **bulletins régionaux**

Conseils des pouvoirs publics :
Précipitations/Orange – Renseignez-vous avant d'entreprendre un déplacement et soyez vigilants. Evitez le réseau routier secondaire.– Soyez prudents face aux conditions de circulation pouvant être difficiles.– Si vous habitez en zone habituellement inondable, prenez les précautions d'usage. Orages/Orange – Soyez prudents, en particulier dans vos déplacements et vos activités de loisir. – Evitez d'utiliser le téléphone et les appareils électriques.– A l'approche d'un orage, mettez en sécurité vos biens et abritez-vous hors des zones boisées.

 **METEO FRANCE**
Toujours un temps d'avance

Copyright Météo-France

Figure 7-21–Carte de vigilance de Météo-France pour le mardi 15 juin 2010 par Météo-France

Evolution prévue :

En Corse, des orages très forts accompagnés de fortes intensités pluvieuses et de rafales éclateront dans la nuit de lundi à mardi et toute la journée de mardi. Les cumuls de pluie attendus peuvent atteindre 10 mm en quelques heures. Sur PACA, Gard, Ardèche et Drôme, durant la nuit de lundi à mardi, les pluies vont tomber de façon régulière et continue. Mardi en cours de journée, ces pluies deviendront continues et fortes. A ces pluies vont se mêler de fortes averses orageuses qui augmenteront localement ces forts cumuls. Sur l'épisode on attend en moyenne des cumuls de 80 à 100mm avec par place des pointes entre 120 et 150mm

Mail pour avertir l'équipe hydrologie, datant du lundi 14 juin 2010 à 16h41 :

*« Demain vigilance orange sur notre département
<http://france.meteofrance.com/vigilance/Bulletin?ZONE=dept13>
Prévoyez les parapluies : 150 mm en 24 h (wait and see) »*

Au final, le lendemain, on relèvera plus de 200 mm de pluie en 24 h sur la région Dracénoise. Le paragraphe (7.3) est le compte rendu du retour d'expérience de cet évènement.

7.3. De la théorie à la réalité

7.3.1. Introduction

On trouve dans la communauté scientifique des travaux sur des «méthodes de mesures indirectes de débits» après des événements exceptionnels, par exemple l'U.S Geological survey (Benson and Dalrymple 1967; Webb and Jarrett 2002) et l'IRPI⁴⁷ en Italie. En France, les travaux de Gaume ont permis de mettre en place une méthode rigoureuse d'estimation de ces débits. Plusieurs campagnes ont été menées après les événements des 6 et 7 octobre 1997 dans le département du Gard sur la rivière l'Avène puis de novembre 1999 dans les départements de l'Hérault et l'Aude et de septembre 2002 dans le département du Gard (Borga et al. 2008; Delrieu et al. 2005; Gaume et al. 2009; Gaume et al.; Gaume and Bouvier 2004; Gaume et al. 2003).

Depuis mars 2008 (date de mon arrivée au sein de l'unité) plusieurs retours d'expériences ont été menés, lors des événements du 20 octobre 2008 dans les Cévennes (490 mm à La Grand-Combe, la rivière la Ganière sera la plus touchée), le 11 décembre 2008 (218 mm dans le Vaucluse à Apt, la rivière le Coulon sera la plus impactée), le 9 septembre 2009 (180 mm de pluie en 1 h à Sainte-Maxime, le fleuve côtier, le Préconil sera le plus touché). Mais l'événement le plus marquant est le 15 juin 2010 dans le département du Var. Cet événement d'une ampleur exceptionnelle causa la mort de 25 personnes et fit un milliard d'euros de dégâts.

Cette partie est le compte rendu du retour d'expérience de cet événement. Dans un premier temps, on introduira les textes de loi de l'état de catastrophe naturelle ainsi que l'élaboration des plans de prévention des risques. Puis on présentera les résultats des estimations des débits ainsi que leurs périodes de retours par la méthode Shyreg.

En France la loi n°82-600 du 13 Juillet 1982 relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles a permis un droit à l'assurance. Les risques naturels regroupent en Métropole les mouvements de terrain, les incendies, les séismes, les avalanches, les submersions marines, les tempêtes et les inondations. L'état de catastrophe naturelle n'est constaté par arrêté interministériel que lorsque ces événements ont « une intensité anormale ». L'aléa du risque inondation (qui comprend crues torrentielles, remontée de nappes et ruissellement en secteur urbain) est associé à la fréquence généralement décennale.

Les inondations dans nos sociétés ont des coûts importants à la fois en bilan humain et matériel. Ce dernier est croissant avec notamment le développement de l'urbanisme et la pression immobilière. La crue de Vaison-la-Romaine en septembre 1992 a conduit l'État à imposer aux communes une réglementation en matière d'urbanisation.

La loi n° 95-101 du 2 février 1995 vise à sécuriser les populations et les biens : *Les PPR⁴⁸ délimitent les zones du territoire exposées aux risques naturels. Ils prévoient également les mesures de prévention, de protection et de sauvegarde à mettre en œuvre par les propriétaires, les aménageurs et les collectivités locales ou les établissements publics.* Pour cela, une première étude est nécessaire qui consiste à relater l'historique des phénomènes naturels. Le zonage des zones inondables est défini à défaut sur la base d'une crue centennale ou sur la plus forte crue observée.

⁴⁷ Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica

⁴⁸ PPR : Plan de Prévention de Risques



Figure 7-22—Plaque commémorative de l'évènement du 6 juillet 1827 à Trans-en-Provence près du Pont-vieux. La flèche indique la laisse de crue du 15 juin 2010. (Source de C. Martin) On aperçoit à la gauche de la photo la rambarde du Pont-Vieux.



Figure 7-23—Le Vieux-Pont situé dans la ville de Trans-en-Provence lors de la crue de la Nartuby le 15 juin 2010 vidéo filmée après 20 heures Sur cette vidéo on se rend compte de la violence de la crue. On note que la travée de droite du Pont-Vieux est en charge alors que celle de gauche à un tirant d'air de 1 à 2 m. L'eau s'est engouffrée dans la ville de Trans-en-Provence de chaque rive du pont (voir les laisses de crues sur la Figure 7-22). Selon certaines sources, l'eau aurait atteint le niveau de la terrasse photo à gauche (http://www.youtube.com/watch?v=4cOhLVb_xWs&feature=related).

Lorsque l'on étudie l'histoire des crues de la Nartuby et de l'Argens, il apparaît que la crue de Juillet 1827 soit plus forte que celle de Juin 2010. En effet le parapet du Vieux-Pont situé à Trans-en-Provence a été endommagé en 1827 mais pas 2010 (Figure 7-23). Selon les rapporteurs du retour d'expérience de l'inondation du 15 juin 2010 ils notent : « à première vue, les services de l'État n'ont tiré aucun parti de la crue de 1827 » (Rouzeau et al. 2010)

7.3.2. Qualification de l'aléa pluviométrique

Les cumuls de pluie ont dépassé les 200 mm dans la région de Comps-sur-Artuby (au Nord), à La Roquebrussanne (à l'Ouest) et à Sainte-Maxime (à l'Est) Figure 7-24.

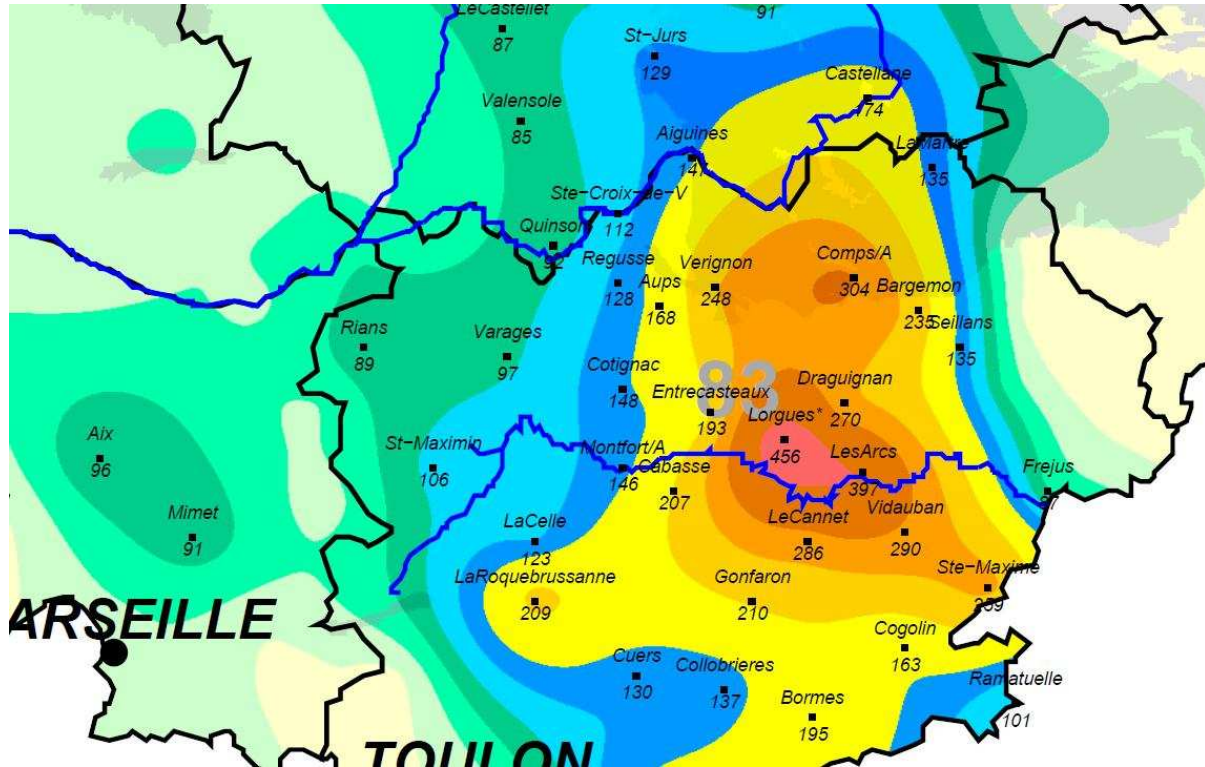


Figure 7-24—Hauteur des précipitations (en mm) en 1 jour du 15 juin 2010 à 6 h UTC au 16 Juin à 6 h UTC. Source: <http://pluiesextremes.meteo.fr>. Edité le 03/03/2011

A l'intérieur de cette zone, on relève en 24 heures près de 400 mm de pluie sur la commune des Arcs-sur-Argens, 456 mm à Lorgues (Martin 2010). Les intensités pluvieuses ont été soutenues entre le 15 juin de 12h00 à 22h00, de l'ordre de 30 mm/h avec des pointes au dessus de 50 mm/h pour les 3 villes les plus touchées (c.à.d. les Arcs-sur-Argens, Lorgues et Draguignan, cf. : Figure 7-24).

On estime la période de retour de l'aléa pluviométrique pour des durées 6 heures et 24 heures avec les quantiles Shyreg de pluie (Figure 7-25).

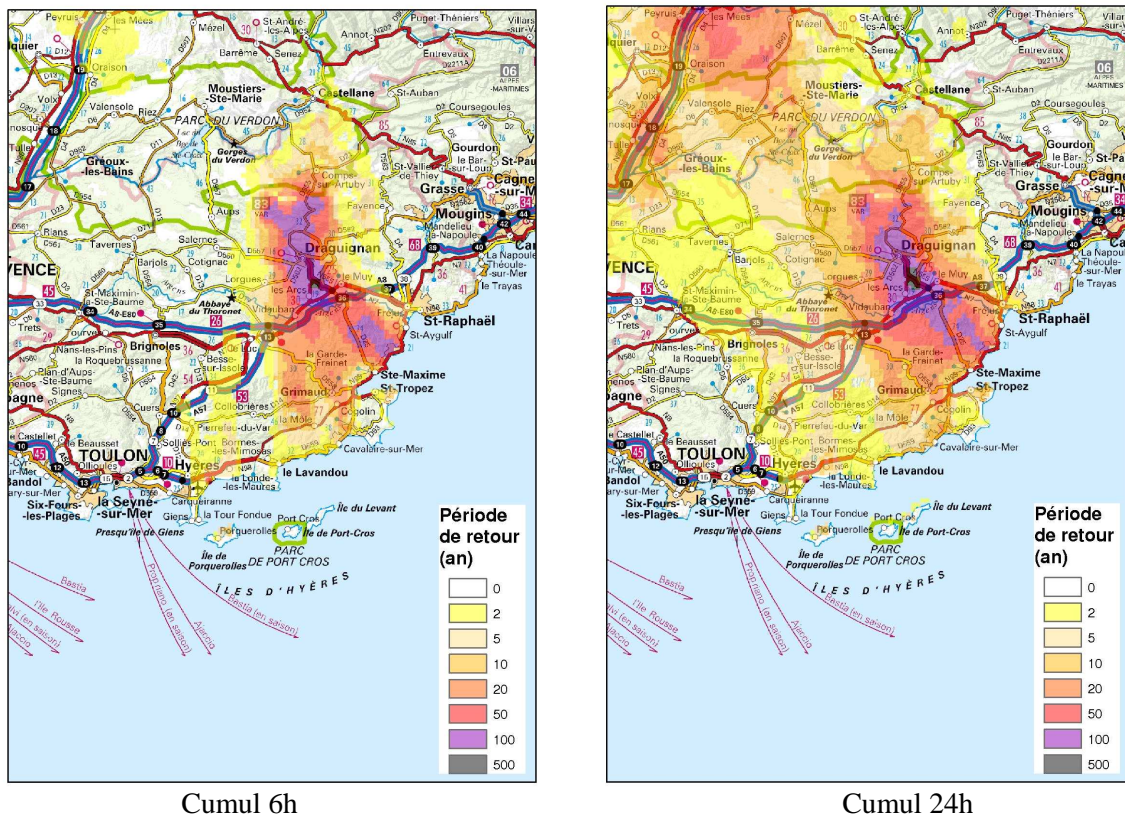


Figure 7-25—Périodes de retour du cumul maximum de pluie sur 6h et 24h constaté au cours de l'évènement calculées à partir de la lame d'eau PANTHERE et des quantiles SHYREG (Javelle and Meriaux 2010).

Sur les alentours de Draguignan, les périodes de retour pour les cumuls de pluie entre 6h et 24h sont au dessus de 100 ans.

7.3.3. Qualification de l'aléa hydrométrique

L'intérêt de disposer d'une méthode régionalisée (des quantiles de débit au kilomètre carré) réside dans l'estimation des périodes de retour des évènements exceptionnels en site non-jaugé. Cependant la condition sine qua non est d'estimer ces débits observés pour en estimer la période de retour. Or sur la plupart des cours d'eau, les bassins ne disposaient pas de stations de mesures ou bien elles ont été détruites.

Deux sites ont été retenus pour l'estimation des débits, où les sections transversales des cours d'eau n'étaient pas trop compliquées et où nous pouvions avoir des estimations de débit en aval pour corroborer nos estimations en amont. Le premier est le Réal un petit affluent du fleuve l'Argens au niveau de la gare SNCF de la ville des Arcs-sur-Argens, le second est la Nartuby au lieu dit « pont de Clappe » en amont de Draguignan. Les distributions Shyreg sont étudiées sur le fleuve l'Argens à Roquebrune-sur-Argens, ainsi qu'à son exutoire et sur la Florieye à Taradeau. En effet une estimation de débit y a été réalisée par P. Lefort (Lefort and Koulinisky 2011).

Ce travail intervient dans le cadre de réflexions qui associe d'autres partenaires (IFSTTAR, DREAL, CETE d'Aix-en-Provence et le SCHAPI) afin d'estimer l'aléa de cet évènement sur plusieurs cours d'eau (Payrastre et al. 2012).

a. Le Réal aux Arcs-sur-Argens

Le ruisseau le Réal est un ruisseau de quelques kilomètres de long drainant un bassin versant de 60 km². Ce dernier est busé lors de sa traversée de la ville des Arcs-sur-Argens. Lors de la crue, les buses ont été en charge⁴⁹, et une partie de l'eau a traversé la ville et fait beaucoup de dégâts comme en témoigne les Figure 7-26 et Figure 7-27



Figure 7-26—La ville des Arcs-sur-Argens, le lendemain de la crue. Une partie de la crue est passée dans la ville entraînant beaucoup de dégâts (voitures emportées, magasins inondés)



Figure 7-27—La ville des Arcs-sur-Argens, le lendemain de la crue, au niveau du changement de section. Le Réal est canalisé dans sa partie amont dans deux buses puis en aval dans une section rectangulaire. La perte de charge créée au niveau du changement de section a entraîné un effondrement de la galerie. Selon, la notice technique éditée en 1977 par Caquot (Caquot 1977), les sections en aval doivent avoir au moins le même diamètre que la section amont quelle que soit la pente

⁴⁹ En charge signifie qu'une partie de l'écoulement, ne pouvant pas s'écouler dans l'ouvrage, s'effectue à surface libre.

Notre choix s'est orienté vers la sortie de la ville au niveau du pont de la voie de chemin fer Figure 7-28. Les observations réalisées au lendemain de la crue ont montré que cet ouvrage n'a pas été contourné par l'eau. Bien au contraire, il a servi de « sorte d'écrêteur de crue ». L'hypothèse qui a été retenue au cours de cette étude est que le resserrement de la section a entraîné une augmentation importante de la vitesse et donc le passage en régime torrentiel sous le pont (cf. : Figure 7-28).

Le passage du régime fluvial en torrentiel s'effectue en régime critique. A cette condition (le nombre de Froude=1), la débitance est maximale. Deux cas de figure ont été retenus, le premier est le régime critique et l'autre est l'écoulement en charge. Pour ce dernier, on considère que l'ouvrage a été totalement submergé. Dans ces 2 cas de figure, les débits instantanés sont du même ordre de grandeur (Viollet and Chabard 2003)



Figure 7-28—L'ouvrage de la SNCF sur la commune des Arcs-sur-Argens vue en amont du pont. Les relevés topographiques ont montré que l'ouvrage n'a pas été submergé (droite rouge). La ripisylve proche de l'ouvrage témoigne des vitesses importantes d'écoulement. Le rétrécissement de la section constitue une section de contrôle et donc le passage en régime torrentiel. Les estimations de débit donnent une fourchette comprise entre $140 \text{ m}^3/\text{s}$ et $160 \text{ m}^3/\text{s}$.

L'étude hydraulique conduit à une fourchette du débit de pointe comprise entre $140 \text{ m}^3/\text{s}$ et $160 \text{ m}^3/\text{s}$. Soit pour un bassin de 30 km^2 un débit pseudo spécifique compris entre $9.2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^{1.6}$ et $10.5 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^{1.6}$ (Javelle et al. 2010a; Lang et al. 2011). Les vitesses moyennes à la sortie de l'ouvrage aurait été de l'ordre de 6.80 m/s .



Figure 7-29–L’ouvrage de la SNCF sur la commune des Arcs-sur-Argens vue en aval du pont.

Sur la Figure 7-29, les dégâts occasionnés par cette crue montraient un affouillement important du radier en aval du pont, ainsi que la destruction du mur gauche de soutènement du remblai. À la vue des dégâts, les vitesses moyennes de l’eau dépassaient largement les 2 m/s.



Figure 7-30–Le pont de l’autoroute de l’A8, la flèche rouge indique le niveau de l’eau lors de la crue.

Ces valeurs de débit sont cohérentes avec celles retenues par Lefort au niveau du pont de l’autoroute A8 (Figure 7-30). En effet, il a estimé un débit de crue de l’ordre de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ (calcul réalisé dans les années 60). Nos estimations sont en dessous de celles de Lefort mais on peut expliquer cette différence par le laminage de la crue dans la plaine de l’Argens.

La méthode Shyreg permet d'estimer des quantiles de débit en tout point du réseau hydrographique français. La période de retour de cet évènement pour les 3 hypothèses sur A (A=PJ100, A-optimum-régionalisé, A-hydrogéologie-régionalisé) est déterminée Figure 7-31.

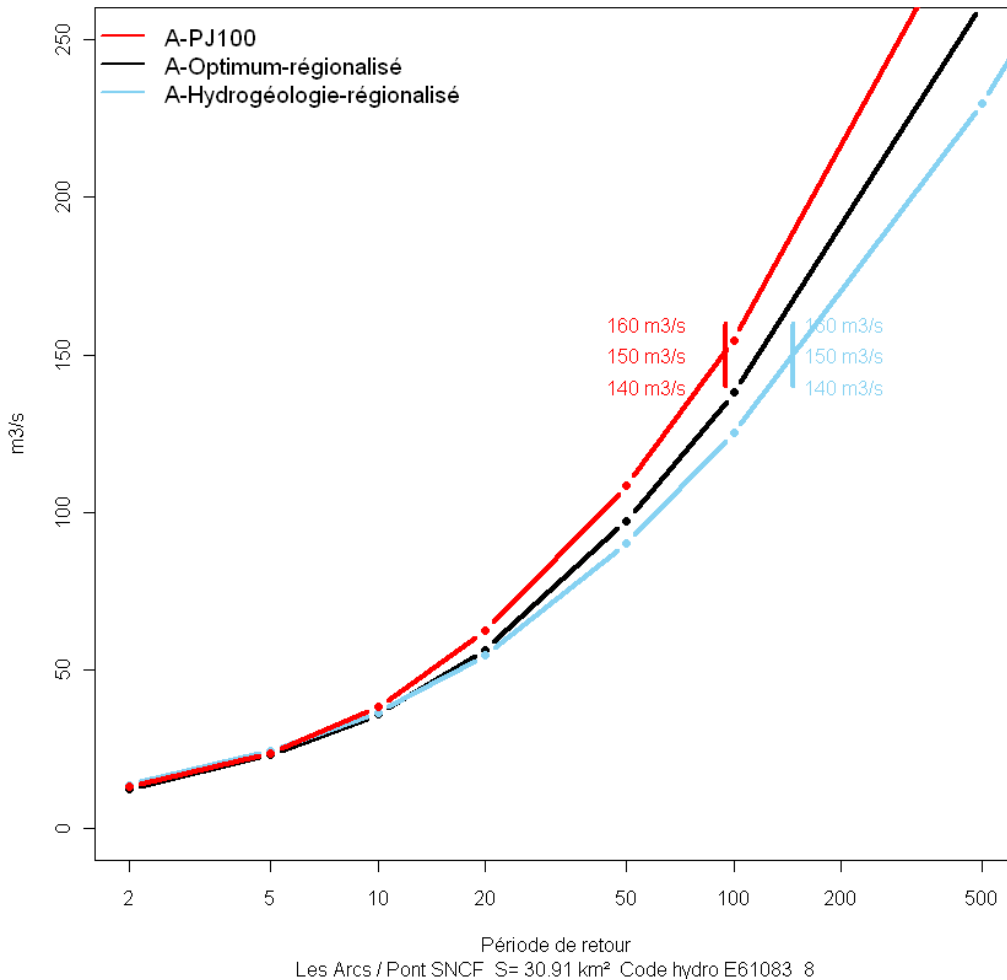


Figure 7-31—Distribution de fréquence des débits de pointe de la méthode Shyreg sur le Réal au niveau du pont de la SNCF

Les quantiles Shyreg quelles que soient les hypothèses montrent que la période de retour de cet évènement se situe au-delà de la période de retour de 100 ans. On fait remarquer que l'estimation de débit correspond à un débit de « fuite » et que le débit en entré est forcément plus important. Ainsi la période de retour de cet évènement est forcément au delà de 100 ans.

La commune de Lorgues sur la Florieye (commune voisine des Arcs) a réalisé un PPRI qui estimait pour une période de retour 100 ans un débit de 254 m³/s (sans fournir de commentaire sur la méthode utilisée) pour un bassin versant de 80 km². Soit un débit pseudo spécifique de 7 m³/s/km^{1,6} (DDE 2010). Ce débit pseudo spécifique est du même ordre de grandeur que celui de la méthode Shyreg pour T= 100 ans sur le bassin du Réal.

b. La Florieye à Taradeau

La Florieye draine un bassin versant d'environ 90 km² et rejoint l'Argens entre les villes de Taradeau et de Vidauban. Cette rivière n'est pas jaugée et présente un lit encaissé jusqu'à son arrivée à Taradeau ce qui favorise les vitesses d'écoulement. Le PPRi de la commune de Taradeau montre que le débit décennal retenu est de 82 m³/s et le débit centennal de 254 m³/s. L'estimation du débit de pointe de l'évènement du 15 juin 2010 se situe dans une fourchette de 380 m³/s et 600 m³/s (Lefort and Koulinsky 2011). La Figure 7-32 montre les distributions Shyreg de débit de pointe.

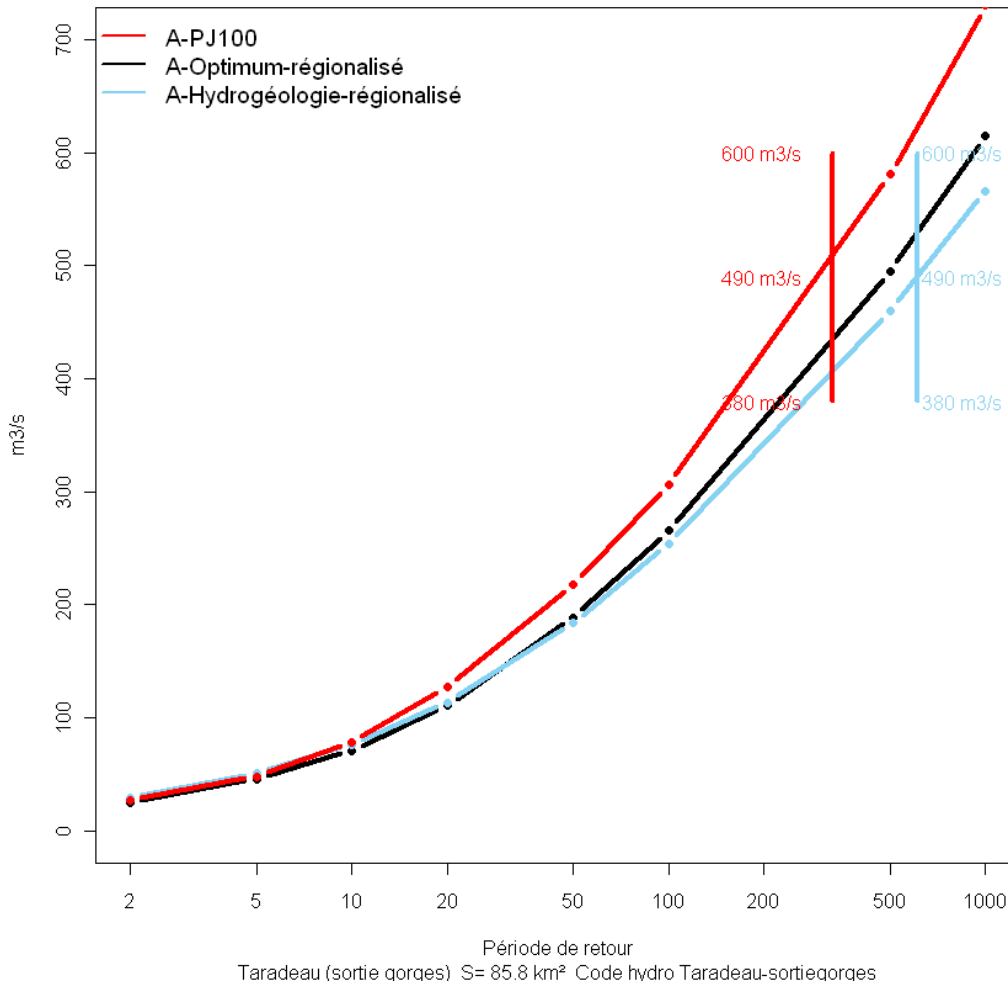


Figure 7-32–Distribution de fréquence des débits de pointe Shyreg de la Florieye à Taradeau

L'estimation du quantile de débit avec la méthode Shyreg pour la période de retour 100 ans est de 250 m³/s (même ordre de grandeurs que celui utilisé pour le PPRi). Les périodes de retour du débit de l'évènement du mois de juin 2010 sont toutes supérieures à la période de retour 200 ans et pour A-optimium-régionalisé et A-hydrogéologie-régionalisé se situent à 500 ans.

c. La Nartuby à la Clappe

La Nartuby est un affluent de l'Argens, il mesure 35 km de long et draine un bassin versant de 200 km². Il rejoint l'Argens au niveau de la commune du Muy. Cette rivière est équipée de deux stations limnimétriques, une à Château Double et l'autre à Trans-en-Provence. Les relevés des deux stations ne sont pas exploitables. La Nartuby dans sa partie amont est un bassin karstique ce qui rend son comportement plus compliqué à reproduire.

Le site que l'on a retenu est situé en amont de Draguignan au lieu-dit « la Clappe » (cf. : Figure 7-34 et Figure 7-35). Les mesures ont été réalisées en deux temps. D'abord dans le lit mineur, les mesures ont été effectuées sur un ancien seuil. Puis elles ont été réalisées en lit majeur (le long d'une route). Dans le lit mineur, on estime un débit entre 211 et 236 m³/s et en lit majeur on estime un débit compris entre 140 m³/s et 270 m³/s. Les résultats donnent un débit de pointe compris entre 350 m³/s et 510 m³/s sur le site de la « Clappe » (Javelle et al. 2010a).

Ces valeurs de débit sont cohérentes avec celles estimées en aval à Trans-en-Provence où le débit est compris entre 400 m³/s et 500 m³/s (Lefort and Koulinisky 2011).

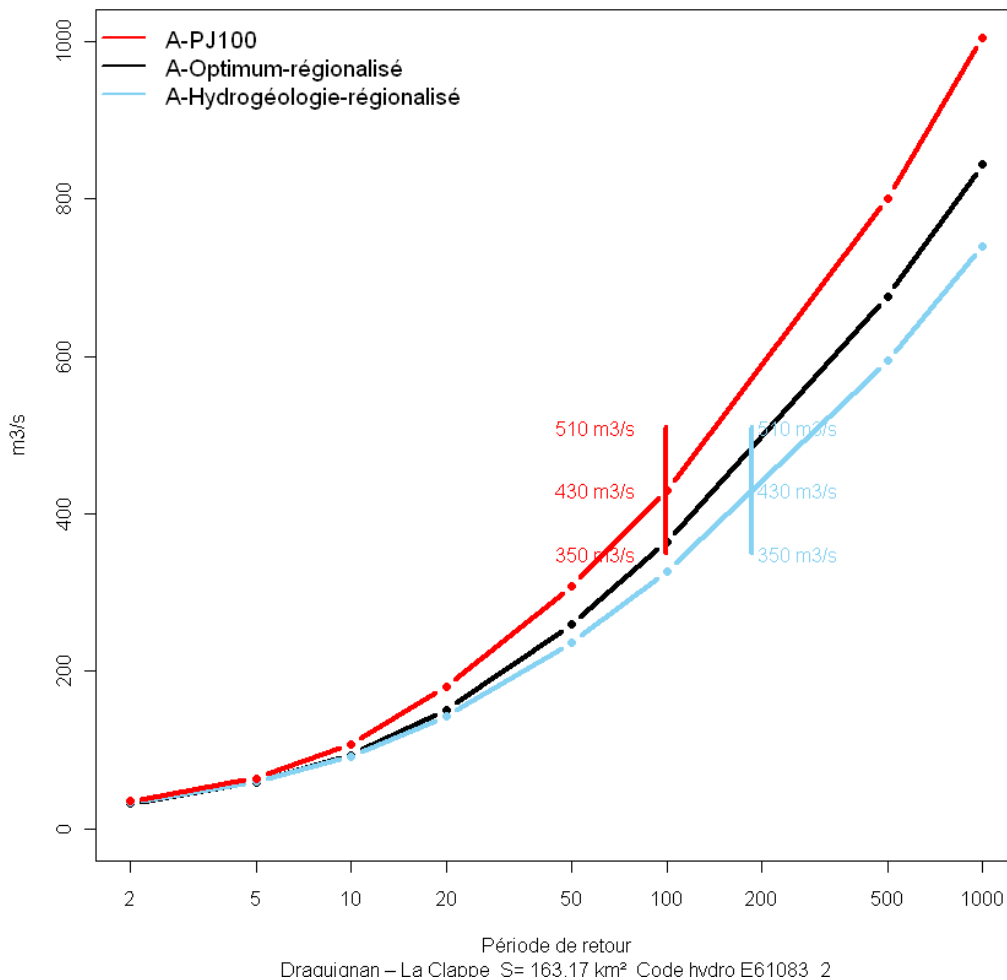


Figure 7-33–Distribution de fréquence des débits de pointe de la Nartuby à « Clappe »

L'estimation de la période de retour de cet évènement se situe au-delà de la période de retour 100 ans quelle que soit l'hypothèse sur A.



Figure 7-34—Le seuil sur la Nartuby dans le lit mineur sur le site de la Clappe. On a mesuré une hauteur d'eau au dessus du seuil de 2.2 m sur une largeur de 34 m avec un coefficient de réduction compris entre 0.43 et 0.48. Le débit estimé en lit mineur est compris 211 m³/s et 236 m³/s.

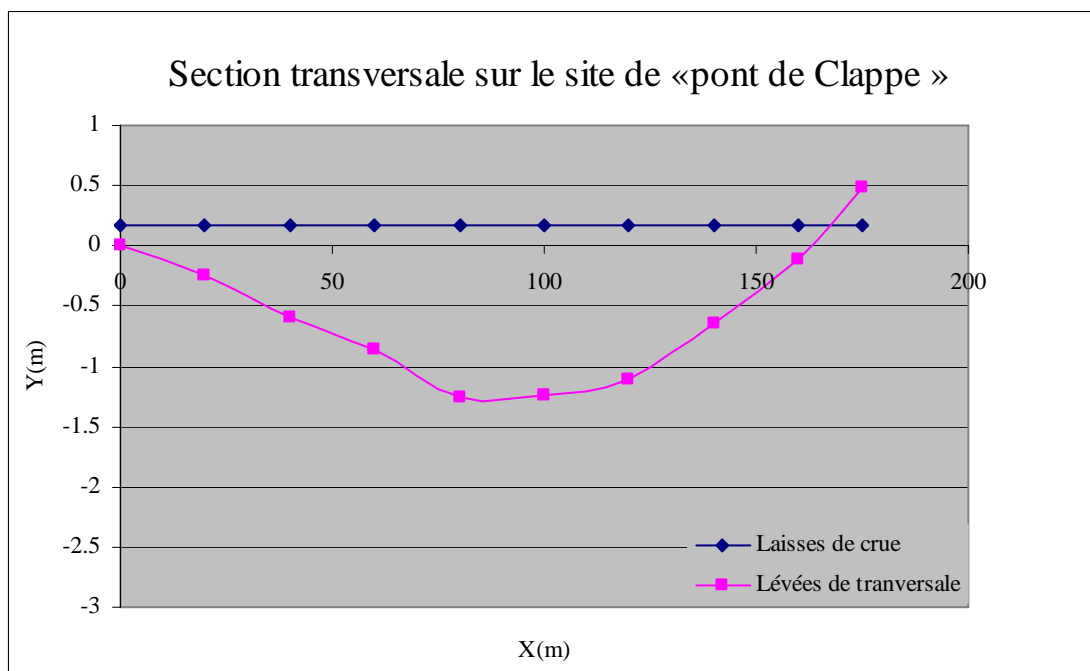


Figure 7-35—Relevé de la section transversale en lit majeur de la Nartuby sur le site de la Clappe. On a estimé que l'écoulement était uniforme sur cette section pour appliquer la formule de Manning Strickler. Soit une section de 105 m² et une pente faible de 0.005m/m. Pour la rugosité on a retenu un coefficient K compris entre 20 et 40. On estime le débit en lit majeur entre 136 m³/s et 273 m³/s.

d. L'Argens à Roquebrune-sur-Argens

D'autres relevés de laisses de crues ont été réalisés sur le Bow-string (pont) passant au dessus du fleuve l'Argens à Roquebrune-sur-Argens. Le débit lors de la crue de 2010 est estimé selon Lefort dans une fourchette de 2200 m³/s à 2900 m³/s. Cette crue est beaucoup plus forte que celle de décembre 1959⁵⁰ estimé à 1600 m³/s. La Figure 7-36 représente les distributions Shyreg de débits de pointe pour les 3 hypothèses sur A.

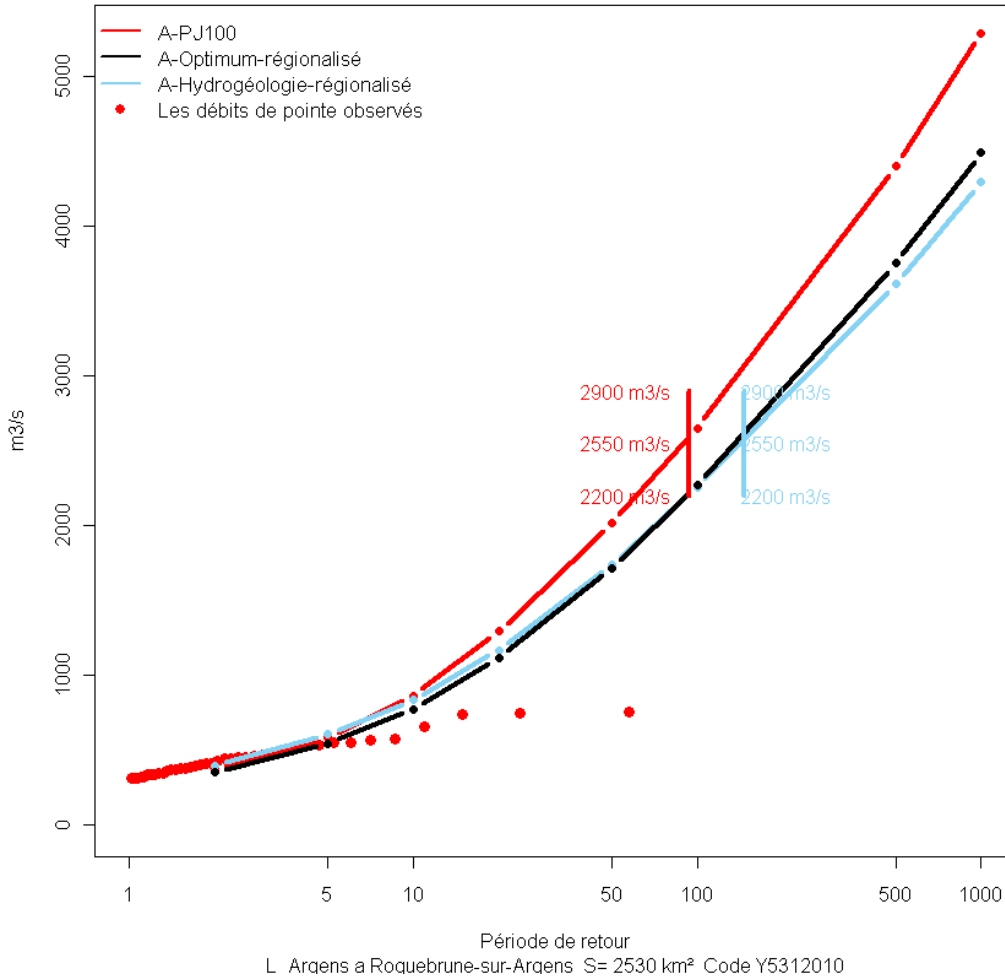


Figure 7-36—Distribution de fréquence des débits de pointe de l'Argens à Roquebrune-sur-Argens

Pour l'ensemble des hypothèses prises sur la taille du réservoir de production, la périodes de retour de l'évènement du 15 juin 2010 est de l'ordre de 100 ans sur l'Argens à son exutoire.

⁵⁰ Cette crue est moins connue car elle a été occultée par la rupture du barrage de Malpasset qui détruira la ville de Fréjus.

7.3.4. Conclusion sur le retour d'expérience

Ce dernier paragraphe met en évidence l'avantage de disposer une méthode régionale servant à estimer les périodes de retour d'évènements exceptionnels sur des sites jaugés et non jaugés. L'évènement du 15 juin 2010 est exceptionnel car pour l'ensemble des cours d'eau les périodes de retour dépassaient 100 ans. D'autres estimations ont été menées sur l'Aille à Vidauban, l'Argens aux Arcs, au Muy et à Fréjus, la Florieye à Taradeau. C'est sur cette dernière que la méthode fournit des périodes de retour les plus élevées de l'ordre de 500 ans. Ce qui est concordant car au vu des lames d'eau en 24 h ce bassin et celui du Réal ont été les plus touchés.

Le travail sur le terrain m'a permis de prendre conscience du désastre engendré par de tels évènements et des difficultés des estimations des débits. Mais surtout il permet de mettre en visu des débits théoriques et de matérialiser ce que peuvent représenter les grandeurs 200 ou 1000 m³/s. Ce dernier point est important pour avoir des « ordres de grandeur » et éviter de se réfugier derrière les calculs ou les théories.

7.4. Conclusion sur la régionalisation

Cette partie clôture la régionalisation de la méthode Shyreg. On a montré dans le paragraphe 7.1.1 la régionalisation du modèle hydrologique pour chacune des hypothèses sur la taille du réservoir de production. Il en ressort que les hypothèses A-Hydrogéologie et A-Optimum présentent la meilleure capacité à être régionalisées. La prise en compte des résidus et leur lissage permettent de restituer pour l'ensemble des hypothèses de A des critères de qualité supérieure à 80% (critères de Nash-globaux entre S0/A-régionalisé et S0/A-local).

Le paragraphe 7.2 traite de la restitution des quantiles de débit avec les grilles de débits régionalisés. Dans cette partie, les grilles de débit issues de différentes hypothèses sur la taille du réservoir A sont appliquées à plusieurs jeux de bassins qui permettent d'étudier à la fois en restitution des quantiles courants et extrêmes. On en conclut que la méthode permet de retrouver les quantiles courants sur la plupart des stations avec un critère de Nash moyen de 90%. Pour les fréquences extrêmes, la confrontation avec le jeu de crues de projet montre une bonne adéquation avec les quantiles Shyreg de débit de pointe à 1000 ans. Les critères de Nash sont au dessus de 80%.

On aboutit cependant à une méthode régionale qui apporte un plus par rapport à des méthodes comme Crupedix, en proposant avec une seule régionalisation, l'ensemble des quantiles de crues nécessaires à l'estimation d'une crue de projet, mais aussi de s'affranchir de cette notion de crue de projet en passant directement à la notion de cote de projet.

8. Conclusion

Le travail de thèse présenté a consisté à étudier les hypothèses de la méthode Shyreg, influant l'estimation des débits de crues de fréquence exceptionnelles. Comme il est difficile d'évaluer l'extrapolation en fréquence d'une méthode de prédétermination (car on ne dispose pas assez d'observations), on a cherché en premier à améliorer ces performances sur la restitution des quantiles courants, puis d'étudier ces performances en extrapolation en la comparant à d'autres méthodes de prédétermination, en calculant des critères statistiques et jugeant de la cohérence du modèle (représentativité des paramètres, saturation du modèle, ...).

Trois points importants ont été abordés :

- la possibilité d'appliquer la méthode sur des bassins d'une gamme de superficie étendue, à travers l'étude d'une fonction d'abattement des quantiles de débit.
- la possibilité d'appliquer la méthode sur des bassins présentant des régimes hydrologiques variés, à travers la prise en compte du débit de base dans la modélisation.
- et enfin la capacité du modèle à proposer un comportement asymptotique plausible, à travers l'étude de sa saturation, en lien direct avec un de ses paramètres, la taille du réservoir de production A.

Le premier point a permis d'améliorer l'application de la méthode, à la fois sur les « grands » bassins versants et sur l'ensemble de la France. À cet effet, l'application de la méthode sur des « grands bassins » qui présentent généralement de longues chroniques de débit observés était un point important pour tenter de valider les résultats de la méthode vers les fréquences rares.

Le second point, a permis de séparer les processus mis en œuvre lors de la génération des crues, en particulier pour les bassins présentant un fonctionnement « mixte » en période de crue. En effet, si en milieux méditerranéens, l'essentiel de la crue est générée par le ruissellement en période de pluie, sur certains bassins, l'apport du ruissellement peut être du même ordre de grandeur que le débit de base présent au début de la crue. Ce cas est observé sur les crues courantes, qui représentent généralement le domaine de calage des modèles. La non-prise en compte du débit de base dans ces cas là peut influencer le calage du modèle hydrologique et conduire à des comportements asymptotiques biaisés.

Ces deux premiers points sont positifs sur le calage de la méthode car ils élargissent la gamme des bassins sur lesquels la méthode peut être appliquée. On a ainsi amélioré les performances de la méthode en calage, en améliorant la restitution des quantiles courants. Ce dernier est important pour l'utilisation de la méthode en mode régionalisé (ou non-jaugé) pour fournir une cartographie des quantiles de crue courants sur une grande gamme de bassins versants.

Le dernier point porte sur l'extrapolation de la méthode vers les fréquences rares. Il a conduit à changer la valeur de la taille du réservoir de production, A. Il en ressort 3 hypothèses sur la valeur de ce paramètre :

- A-Optimum-régionalisé : A fonction de la maximisation des critères de Nash sur les débits observés
- A-Hydrogéologie-régionalisé : A fixé suivant l'hydrogéologie
- A-PJ100: A fixée suivant la pluie

On a cherché à départager ces trois hypothèses en les testant avec l'approche locale et avec l'approche régionale de la méthode. On apprécie alors les améliorations concernant à la fois sur restitution des quantiles courantes (confrontation aux observations) et la restitution des quantiles exceptionnelles (confrontation aux autres approches) Tableau 39.

Localement on a regardé :

- la restitution des quantiles courants sur les débits de pointe et journalier sur l'ensemble de la France et sur des « grands bassins »
- la restitution des quantiles courants mais pour les durées intermédiaires avec l'approche QdF
- la confrontation des quantiles rares et extrêmes avec la méthode du Gradex
- la capacité à saturer le modèle
- les critères de justesse et de robustesse

Régionalement on a regardé:

- la confrontation sur des quantiles de débit courants à ceux de la méthode régionalisée
- la confrontation de méthodes régionalisées
- la confrontation sur les fréquences extrêmes à un jeu de crues de projet

Tableau 39-Résultats des différents critères

	Critères	A-PJ100	A-Optimum-régionalisé	A-hydrogéologie-régionalisé
Local	Capacité à régionaliser A	++	+	++
	Restitution des quantiles courants au calage	+	+++	++
	Restitution des quantiles courants en validation	+	++	++
	QdF	++	++	++
	Gradex	++	++	++
	Saturation du modèle	+++	++	+
	Extraflo	+++	++	++
Régionale	Capacité à régionaliser S0/A	+	++	++
	Restitution des quantiles courants calages	+	++	++
	Restitution des quantiles courants validation	+	+++	++
	Crue de Projet	++	+	++

De manière globale, aucune hypothèse ne met en défaut la méthode. Il en ressort que deux modélisations A-Optimum-régionalisé et A-hydrogéologie-régionalisé présentent des meilleurs résultats sur la restitution des quantiles courants. En extrapolation, A-PJ100 se sature mieux et présente aussi des meilleurs résultats en termes de justesse. Du point de vue robustesse, quelle que soit l'hypothèse sur la valeur de A, les scores sont identiques. Pour la régionalisation, les résultats sont en faveur d'A-Optimum-régionalisé et A-Hydrogéologie-régionalisé, pour la restitution des débits en calage et en validation.

Tout au long de la thèse on a justifié les différentes hypothèses sur le modèle hydrologique et à chaque modification on a procédé à des procédures calage/ validation pour montrer la robustesse de la méthode.

Comme toute approche, on a pu constater que certains bassins mettaient la méthode en échec. Ces bassins présentaient un comportement hydrologique particulier comme le bassin de la Loue (code hydro= U2604030, S=345 km²), bassin fortement karstifié, les bassins dont le réseau hydrographique sont très faibles comme le bassin du Commerce (code hydro= H9943420, S=118 km²), les bassins à influence uniquement nivale, comme le bassin du Riou de Crachet a Saint-Paul (code hydro=X0415410, S=3.5 km²).

Les limites de la modélisation hydrologique vont permettre d'explorer d'autres axes de recherche :

- on a remarqué que localement, la méthode restitue mal les quantiles courants pour les durées intermédiaires. On rappelle que la moitié des 640 bassins, échantillon 1-c échantillon paragraphe 4.1.4, ont des critères de Nash >50%, chapitre 6 paragraphe 6.3.6. Une des perspectives serait d'optimiser les paramètres de la fonction d'abattement des quantiles de débit pour chacune des durées intermédiaires.
- on a noté des tendances régionales, des zones homogènes de valeurs des coefficients K_p et K_j , lorsqu'on les a optimisés sur chacun des bassins versants (chapitre 5 paragraphe 5.2.2). Il serait intéressant de régionaliser ces paramètres en tenant compte des études sur l'abattement de la pluie (Maire 2011) et sur l'hydrogéologie (Moulard 2010). Ce travail permettra sûrement d'améliorer l'estimation des débits de crue vers les bassins de plus petites tailles. Le coefficient affectant l'abattement du débit de pointe peut aussi être expliqué par des caractéristiques expliquant la dynamique des versants (pentes, drainage,...)
- pour l'étude du réservoir de production, A, on a réalisé des simulations pour différentes valeurs de A sans s'être intéressé à la vidange de celui-ci chapitre 6 paragraphe 6.1.2 . Une des perspectives serait de voir l'impact de la carte d'A-Optimum avec une vidange. En effet, la vidange apportait un plus dans le cas de la paramétrisation avec A PJ100. Cependant, elle ne permettait pas d'atteindre la saturation dans des conditions raisonnables
- la prise en compte du débit de base passe par une estimation de ce débit par une approche parallèle (approche LOIEAU). Les améliorations progressives de cette méthode (prise en compte de la neige, régionalisation,...) doivent permettre d'avoir une meilleure connaissance régionale des débits de base, qui doit être prise en compte de la méthode Shypre.
- l'amélioration de l'approche sur les bassins karstiques passe par une amélioration de la connaissance des surfaces contributives. Une application sur ces bassins avec une surface « réelle » doit aussi être évaluée.
- reste alors à évaluer l'impact de toutes ces modifications dans la régionalisation de l'approche.

Dans ce mémoire, on n'a pas abordé la question des hydrogrammes de crue de projet. Cette partie sera traitée dans le cadre du projet ANR Extraflo, dans lequel on réalisera des distributions de cote de projet sur un barrage français. Ce travail justifie aussi les développements des méthodes de simulation de scénarios de crue qui permettent justement de prendre en compte les formes multiples et complexes des événements de crues pour les soumettre aux fonctionnements des ouvrages hydrauliques.

9. Références bibliographiques

- Allen, R. J., and DeGaetano, A. T. (2005a). "Areal reduction factors for two eastern United States regions with high rain-gauge density." *Journal of Hydrologic Engineering*, 10(4), 327-335.
- Allen, R. J., and DeGaetano, A. T. (2005b). "Considerations for the use of radar-derived precipitation estimates in determining return intervals for extreme areal precipitation amounts." *Journal of Hydrology*, 315(1-4), 203-219.
- Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, V., Negrel, P., Petit, V., Pinault, J., and Pointet, T. (2002). "Simulation par modèle des hautes eaux de la Somme." Technical Report BRGM/RP-51827-FR, BRGM.
- Anderson, R. M., Koren, V. I., and Reed, S. M. (2006). "Using SSURGO data to improve Sacramento Model a priori parameter estimates." *Journal of Hydrology*, 320(1-2), 103-116.
- Arnaud, P. (1997). "Modèle de prédétermination de crues basé sur la simulation - Extension de sa zone de validité, paramétrisation horaire par l'information journalière et couplage des deux pas de temps." *Thèse de doctorat de l'Université Montpellier II*, 286 pages.
- Arnaud, P. (2005). "Simplification de GR3H pour la prédétermination des crues. Application sur des petits bassins versants." Rapport d'étude Cemagref, Aix-en-Provence, 26 pages.
- Arnaud, P., Fine, J. A., and Lavabre, J. (2007). "An hourly rainfall generation model applicable to all types of climate." *Atmospheric Research*, 85(2), 230-242.
- Arnaud, P., and Lavabre, J. (2000). "Using a stochastic model for generating hourly rainfall and a rainfall-runoff transformation model for flood frequency estimation " *Revue des sciences de l'eau*, 13(4), 441-462.
- Arnaud, P., and Lavabre, J. (2011). *Estimation de l'aléa pluvial en France métropolitaine*, Edition Quae, Update Sciences & Technologie, Paris, 157 pages.
- Arnaud, P., Lavabre, J., Sol, B., and Desouches, C. (2008). "Regionalization of an hourly rainfall generating model over metropolitan France for flood hazard estimation." *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 34-47.
- Atkinson, T. C. (1977). "Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain)." *Journal of Hydrology*, 35(1-2), 93-110.

- Aubert, Y. (2008). "Recherche d'une modélisation équivalente pour générer des hydrogrammes de crue pour le dimensionnement d'ouvrage." Mémoire de Master Systèmes Aquatiques et Gestion de l'Eau (SAGE). Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 69 p.
- Aubert, Y., Arnaud, P., and Ribstein, P. "A regional method for the prediction of flood hazards in France." *European Géoscience Union (EGU), Vol 13, Viennes (Austria)*.
- Bacchi, B., and Ranzi, R. (1996). "On the derivation of the areal reduction factor of storms." *Atmospheric Research*, 42(1-4), 123-135.
- Bakalowicz, M. "Le milieu karstique: études et perspectives, identification et caractérisation de la ressource " *CFH-Colloque Hydrogéologie et karst au travers des travaux de Michel Lepiller 17 mai 2008*, 15 p.
- Baker, V. R. (1987). "Paleoflood hydrology and extraordinary flood events." *Journal of Hydrology*, 96(1-4), 79-99.
- Barrett, M. E., and Charbeneau, R. J. (1997). "A parsimonious model for simulating flow in a karst aquifer." *Journal of Hydrology*, 196(1-4), 47-65.
- Beable, M. E., and McKerchar, A. I. (1981). "Regional flood estimation in New Zealand." *Water and Soil Technical Publication*, 20.
- Ben-Zvi, A. (1980). "Letter to the editor. (Comment on paper by P.Guillot)." *Hydrological Sciences Bulletin*, 25(3), 331.
- Benech, C. "Estimation des périodes de retour de "l'Aiguat" d'octobre 1940 dans quelques vallées des Pyrénées orientales. Comparaison avec les possibilités d'écrêtement des crues par les barrages de Vinça et de l'Agly " *L'Aiguat del 40. Les inondations catastrophiques et les politiques de prévention en méditerranée nord-occidentale*.
- Benito, G., and Thorndycraft, V. R. (2006). "Palaeoflood hydrology: Insight into rare events and extreme flood discharges." *Houille Blanche*(5), 91-96.
- Benson, M. A., and Dalrymple, T. (1967). "General field and office procedures for indirect discharge measurements." *Technical Water Ressources Investigation*, Book 3, Chapter A-1. U.S Geological Survey.
- Beran, M. (1981). "Letter to the editor on "the gradex method"." *Journal des Sciences Hydrologiques*, 26(2), 223-224.
- Beven, K. (1996). "Equifinality and Uncertainty in Geomorphological Modelling." *The Scientific Nature of Géomorphology*, 289-313.

- Beven, K., and Binley, A. (1992). "The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction." *Hydrological Process*, 6, 279-298.
- Beven, K., and Freer, J. (2001). "Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology." *Journal of Hydrology*, 249(1-4), 11-29.
- Bobée, B., Mathier, L., Perron, H., Trudel, P., Rasmussen, P. F., Cavadias, G., Bernier, J., Nguyen, V. T. V., Pandey, G., Ashkar, F., Ouarda, T. B. M. J., Adamowski, K., Alila, Y., Daviau, J. L., Gingras, D., Liang, G. C., Rousselle, J., Birikundavyi, S., Ribeiro-Corrêa, J., Roy, R., and Pilon, P. J. (1996). "Presentation and review of some methods for regional flood frequency analysis." *Journal of Hydrology*, 186(1-4), 63-84.
- Borga, M., Gaume, E., Creutin, J. D., and Marchi, L. (2008). "Surveying flash floods: Gauging the ungauged extremes." *Hydrological Processes*, 22(18), 3883-3885.
- Boudhraa, h., Andreassian, V., Tallec, G., and Riffard, M. (2010). "Le bassin de l'Orgeval: synthèse des travaux et recherches effectués sur la période 1962-2010." Note interne, Paris, 86 pages.
- Bureau, U. W. (1957). "Rainfall intensity–frequency regime 1. The Ohio valley; 2. Southeastern United States. Tech. Paper No. 29, US Department of Commerce, Washington DC, 1957."
- Burn, D. H. (1990). "Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach." *Water Resources Research*, 26(10), 2257-2265.
- Burn, D. H. (1997). "Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures." *Journal of Hydrology*, 202(1-4), 212-230.
- Cantet, P. (2009). "Impacts du changement climatique sur les pluies extremes par l'utilisation d'un générateur stochastique de pluies," Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier II, Aix en Provence.
- Cantet, P. (2011). "Using Copula into a Stochastic Rainfall Model." *Atmospheric Research*.
- Cantet, P., Bacro, J. N., and Arnaud, P. (2010). "Using a rainfall stochastic generator to detect trends in extreme rainfall." *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 25(3), 429-441.
- Caquot. (1977). "L'instruction technique interministérielle de 1977."
- Carvajal, C., Peyras, L., Arnaud, P., and Royet, P. (2009). "Probabilistic Modelling of Flood Water Level for Dam Reservoirs." *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(3), 223-232.

- Cavadias, G. S., Ouarda, T. B. M. J., Bobée, B., and Girard, C. (2001). "A canonical correlation approach to the determination of homogeneous regions for regional flood estimation of ungauged basins." *Détermination de régions homogènes pour l'estimation régionale de crues de bassins non jaugeés par l'analyse canonique des corrélations*, 46(4), 499-512.
- Cayla, O. "Probabilistic calculation of design floods - SPEED." *Proceedings of the Symposium on Engineering Hydrology*, 647-652p.
- Cernesson, F. (1993). "Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courante à rare sur petits bassins versants méditerranéens." Thèse de doctorat de l'Université Montpellier II, 240 p + annexes.
- Cernesson, F., Lavabre, J., and Masson, J.-M. (1996). "Stochastic model for generating hourly hyetographs." *Atmospheric Research*, 42(1-4), 149-161.
- CFGB. "Design flood determination by the gradex method." *18th congress CIGB-ICOLD*.
- Champion, M. (1862). *Les inondations en France du VI^e siècle à nos jours*, Dunod ; Cemagref Editions, réédition 2000, vol 4 et 5.
- Chowdhury, J. U., Stedinger, J. R., and Li-Hsiung, L. (1991). "Goodness-of-fit tests for regional generalized extreme value flood distributions." *Water Resources Research*, 27(7), 1765-1776.
- Coles, S. (2001). *An introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*, Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, 208 p.
- Coles, S., and Pericchi, L. (2003). "Anticipating catastrophes through extreme value modelling." *Journal of the Royal Statistical Society. Series C: Applied Statistics*, 52(4), 405-416.
- CTGREF, SRAE, and S.-H, D. (1980-1982). "Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants." Fascicule 2: la méthode Socose; Information Technique n°8-2 (juin 1980); Fascicule 3: la méthode Crupedix.
- Cunnane, C. (1978). "Unbiased plotting positions " *Journal of Hydrology*, 37(3-4), 205-222.
- Cunnane, C. (1988). "Methods and merits of regional regional flood frequency analysis." *Journal of Hydrology*, 100 (1-4), 269-290.
- Dalrymple, T. (1960). "Flood frequency analysis " *U.S Geol. Surv. Water Supply Pap*, 1543A.
- Darling, D. A. (1957). "The Kolmogorov-Smirnov, Cramer-von-Mises tests." *Annals of Mathematical Statistics*, 28, 823-838.

- DDE. (2010). "Plan de Prévention des Risques inondation de la Florieye – Commune de TARADEAU."
- De Michele, C., Kottegoda, N. T., and Rosso, R. (2001). "The derivation of areal reduction factor of storm rainfall from its scaling properties." *Water Resources Research*, vol 37(n° 12), 3247-3252.
- De Michele, C., Zenoni, E., Pecora, S., and Rosso, R. (2011). "Analytical derivation of rain intensity-duration-area-frequency relationships from event maxima." *Journal of Hydrology*, 399(3-4), 385-393.
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastra, O., Yates, E., Kirstetter, P. E., Andrieu, H., Ayrat, P. A., Bouvier, C., Creutin, J. D., Livet, M., Anquetin, S., Lang, M., Neppel, L., Obled, C., Parent-Du-Chatelet, J., Saulnier, G. M., Walpersdorf, A., and Wobrock, W. (2005). "The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard Region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory." *Journal of Hydrometeorology*, 6(1), 34-52.
- Deneux, M., and Martin, P. (2001). "Rapport de la commission d'enquête sur les crues de la Somme. Sénat 34." Paris, 606 pages.
- Diss, S., Testud, J., Lavabre, J., Ribstein, P., Moreau, E., and Parent du Chatelet, J. (2009). "Ability of a dual polarized X-band radar to estimate rainfall." *Advances in Water Resources*, 32(7), 975-985
- Duband, D., Obled, C., and Rodriguez, J. (1993). "Unit hydrograph revisited: an alternative iterative approach to UH and effective precipitation identification." *journal of hydrology*, 150, 115-149.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E. (1993). "A meteorological estimation of relevant parameters for snow models." *Annals of Glaciology*, 18, 65-71 p.
- Fill, H. D., and Stedinger, J. R. (1995). "Homogeneity tests based upon Gumbel distribution and a critical appraisal of Dalrymple's test." *Journal of Hydrology*, 166(1-2), 81-105.
- Fine, J.-A. (2007). "Cartographie des débits de crues en Guadeloupe: Modèle Shyreg ", Rapport d'étude Cemagref, Aix-en-Provence, 28 pages.
- Fine, J.-A., Lavabre, J., and Arnaud, P. (2006). "Prédétermination des débits de crue sur l'île de la Réunion par la méthode SHYPRE. Choix du modèle pluie-débit et examen des résultats." Rapport interne Cemagref, Aix-en-Provence, 24 pages.

- Fine, J. A. (2010). "Etude préliminaire d'aménagement de mise en transparence du remblai RFF de Cavaillon dans la plaine inondable rive droite du Coulon. Hydrologie du bassin versant du Calavon-Coulon. ." Rapport du bureau d'étude HYDRIS hydrologie, 16 p.
- Fleury, P., Plagnes, V., and Bakalowicz, M. (2007). "Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France)." *Journal of Hydrology*, 345(1-2), 38-49.
- Folton, N., and Arnaud, P. (2009). "Portage national du modèle GR LOIEAU sur les bassins jaugés, Analyse des premiers résultats." Rapport d'étude Cemagref, Aix-en-Provence, 17 pages.
- Folton, N., Arnaud, P., and Lavabre, J. (2007). "Cartographie des débits de crues sur la région Bretagne. Détermination des débits de crues de référence par l'application de la méthode SHYPRE régionalisée sur la région Bretagne. ." Rapport interne CEMAGREF, Etude DPPR 2006, Aix-en-Provence, 48 pages.
- Folton, N., Coulier, P., and Arnaud, P. (2010). "Cartographie des débits de référence d'étiage sur le territoire national français, La méthode LOIEAU : Adaptation à des données spatialisées, Reformulation du module « Neige », Sensibilité période de référence, Critère de calage, Régionalisation du modèle, Validation croisée." Rapport d'étude Cemagref, Aix-en-Provence, 41 pages.
- Folton, N., and Lavabre, J. (2006). "Regionalization of a monthly rainfall-runoff model for the southern half of France based on a sample of 880 gauged catchments." *IAHS-AISH Publication*(307), 264-277.
- Folton, N., and Lavabre, J. (2007). "Using a monthly rainfall-runoff modelling approach in the southern half of France." *IAHS-AISH publication*(3), 64-70.
- Fouchier, C. (2010). "Développement d'une méthodologie pour la connaissance régionale des crues," Montpellier, Université Montpellier II, Thèse de Doctorat, 202p.
- Fouchier, C., Arnaud, P., Lavabre, J., and Mizzi, J.-P. "AIGA: an operational tool for flood warning in southern France. Principle and performances on Mediterranean flash floods. ." *Assemblée générale de l'EGU, 15-20 avril 2007*.
- Fouchier, C., Lavabre, J., Royet, P., and Félix, H. (2004). "Inondations de septembre 2002 dans le sud de la France. Analyse hydrologique et hydraulique au niveau des barrages écrêteurs du Vidourle." *Ingénierie EAT*, N° 37, 23-35.
- Galea, G., Michel, C., and Orbelin, G. (1972). "Pluie de bassin-Abattement sur une surface des averses de 1 à 24 heures. ." Etude n°54. Décembre 1972. Document Cemagref.
- Garavaglia, F. (2011). "Méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes," Université Joseph Fourier de Grenoble, Thèse de Doctorat, 389 p, Grenoble.

- Garavaglia, F., Gailhard, J., Paquet, E., Lang, M., Garaçon, R., and Bernardara, P. (2010). "Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling." *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 951-964.
- Garavaglia, F., Lang, M., Paquet, E., Gailhard, J., Garaçon, R., and Renard, B. (2011). "Reliability and robustness of rainfall compound distribution model based on weather pattern sub-sampling." *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 519-532.
- Garaçon, R. (1995). "Statistical and bayesian methods in hydrological sciences ", Oral communication. A joint UNESCO International Conference in honor of Jacques Bernier.
- Garaçon, R. (1996). "Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR." *La Houille Blanche*, 7/8, 88-95.
- Gascoïn, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Carli, M., and Habets, F. (2009). "Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France)." *Journal of Hydrology*, 368(1-4), 105-116.
- Gaume, E. (2005). "Un parcours dans l'étude des phénomènes extrêmes en hydrologie." Paris, Habilitation à diriger des recherches(HDR), 269 p.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., and Viglione, A. (2009). "A compilation of data on European flash floods." *Journal of Hydrology*, 367(1-2), 70-78.
- Gaume, E., Bain, V., and Borga, M. "Flash flooding in Europe: The « hydrate » research project." *Les crues éclair en Europe le projet de recherches hydrate*(277), 65-73.
- Gaume, E., and Bouvier, C. (2004). "Hydrological analysis of the Gard and Vidourle river floods on the 8th and 9th September 2002." *Analyse hydro-pluviométrique des crues du Gard et du Vidourle des 8 et 9 Septembre 2002*(6), 99-105.
- Gaume, E., Livet, M., and Desbordes, M. (2003). "Study of the hydrological processes during the Avene river extraordinary flood (south of France): 6-7 October 1997." *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(6-7), 263-267.
- Gaume, E., Mouhou, M., and Chauvin, V. (2000). "Coefficient d'abattement spatial des pluies en région méditerranéenne adaptés aux petits bassins versants," Rapport de Synthèse n°48/2000, CERREVE.
- Gingras, D., and Adamowski, K. (1993). "Homogeneous region delineation based on annual flood generation mechanisms." *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 38(2), 103-121.

- Graff, B. (2004). "Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels.," Montpellier, Université Montpellier II, Thèse de doctorat, 376p.
- Graff, B. (2005). "Recherche d'une modélisation pluie-débit invariante pour la prédétermination des crues. Application à de petits bassins versants." Rapport d'étude Cemagref - Convention DPPR 2004, 61 pages + annexes.
- Greenwood, J. A., Landwehr, J. M., Matalas, N. C., and Wallis, J. R. (1979). "Probability Weighted Moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form." *Water Resources Research*, 15(5), 1049-1054.
- Guillaud, C. "La détermination de la crue de projet : les principes et leurs applications." *Commission Internationale des Grands Barrages. XVIème congrès des Grands Barrages*, San Francisco, 1177-1196.
- Guillot, D. (1979). "Evaluation des crues extrêmes dans les régions de faibles précipitations." *AISH Red Book*, Proc. Canberra Symp., Decembre 1979, 79-86, IAHS. no. 128.
- Guillot, D. (1993). "The arguments of the Gradex method: a logical support to assess extreme floods." *AISH Red Book*, 213, 287-298.
- Guillot, P., and Duband, D. (1967). "La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies." Colloque International sur les crues et leur évaluation, Leningrad, 15-22 Août, IASH, publication n°84, 560-569. Symposium International d'Hydrologie, Fort Collins, sept.
- Gumbel, E. J. (1958). "*Statistics of Extremes*." Columbia University Press, New York.
- Guo, S. L. (1990). "A discussion on unbiased plotting positions for the general extreme value distribution." *Journal of Hydrology*, 121(1-4), 33-44.
- Gupta, V. K., and Sorooshian, S. (1985). "The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models." *Journal of Hydrology*, 81(1-2), 57-77.
- Herschfield, D. M. (1961). "Estimating the probable maximum precipitation." *Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 87, 99-116p.
- Herschfield, D. M. (1965). "Method for estimating probable maximum rainfall." *Journal of the American Waterworks Association*, 57, 965-972p.
- Hingray, B., Picouet, C., and Musy, A. (2009). *Hydrologie-2 Une science pour l'ingénieur*, Presses Polytechniques et Universitaires romandes

- Hirsch, R. M. (1987). "Probability plotting position formulas for flood records with historical information." *journal of hydrology*, 96(1/4), 185:199.
- Hirsch, R. M., and Stedinger, J. R. (1987). "Plotting positions for historical floods and their precision." *Water Resources Research*, 23(4), 715-727.
- Hosking, J. R. M. (1990). "L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics." 52, 105-124.
- Hosking, J. R. M., and Wallis, J. R. (1987). "Parameter and quantile estimation for the generalised Pareto distribution." *Technometrics*, 29(3), 339-349.
- Hosking, J. R. M., and Wallis, J. R. (1993). "Some statistics useful in regional frequency analysis." *Water Resour. Res.*, 29(2), 271-281.
- Hosking, J. R. M., and Wallis, J. R. (1997). *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*, Cambridge University Press.
- ICOLD. "Lessons from dam incidents." Paris : ICOLD.1069 pages.
- Javelle, P. (2001). "Caractérisation du régime des crues: le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. ," Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG), 268 pages, Grenoble.
- Javelle, P., Aubert, Y., and Lavabre, J. (2010a). "Note sur l'estimation de débit de pointe sur la Nartuby et le Réal lors de la crue du 15 juin 2010." Aix-en-Provence.
- Javelle, P., Defrance, D., Aubert, Y., Diss, S., Cantet, P., Tolsa, M., Fouchier, C., Arnaud, P., Lavabre, J., and Breil, D. (2010b). "Application of the AIGA flash flood warning method to the 15th of June 2010 event on the Nartuby and Argens rivers (South of France). ." European Géosceince Union Luxembourg.
- Javelle, P., Fouchier, C., Arnaud, P., and Lavabre, J. (2010c). "Flash flood warning at ungauged locations using radar rainfall and antecedent soil moisture estimations." *Journal of Hydrology*, 394(1-2), 267-274.
- Javelle, P., and Meriaux, P. (2010). "Application de la méthode AIGA aux inondations du 15/06/10 sur la Nartuby et l'Argens aval." Rapport d'étude Cemagref pour le SCHAPI, Aix-en-Provence, 34 pages.
- Javelle, P., Ouarda, T. B. M. J., and Bobée, B. (2003). "Spring flood analysis using the flood-duration-frequency approach: Application to the provinces of Quebec and Ontario, Canada." *Hydrological Processes*, 17(18), 3717-3736.

- Javelle, P., Ouarda, T. B. M. J., Lang, M., Bobée, B., Galéa, G., and Grésillon, J. M. (2002). "Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method." *Journal of Hydrology*, 258(1-4), 249-259.
- Jenkinson, A. (1955). "The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological events." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **81**, 158-172.
- Jin, Z. (2007). "Likelihood moment estimation for the generalized Pareto distribution." *Australian and New Zealand Journal of Statistics*, 49(1), 69-77.
- Jukic, D., and Denic-Jukic, V. (2006). "Nonlinear kernel functions for karst aquifers." *Journal of Hydrology*, 328(1-2), 360-374.
- Khamis, H. J. (1997). "The delta-corrected Kolmogorov-Smirnov test for the two-parameter Weibull distribution." *Journal of Applied Statistics*, 24(3), 301-317.
- Klemes, V. (1986). "Operational testing of hydrological simulation models." *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 31(1), 13-24.
- Kolmogorov, A. N. (1941). "Confidence limits for an unknown distribution function." *Annals of Mathematical Statistics*, 12, 461-463.
- Koutsoyiannis, D. (2004). "Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: II. Empirical investigation of long rainfall records." *Hydrological Sciences Journal*, 49(4), 591-610.
- Kuczera, G. (1983). "Improved parameter inference in catchment models 2. Combining different kinds of hydrologic data and testing their compatibility." *Water Resources Research*, 19(5), 1163-1172.
- Kuczera, G. (1990). "Assessing hydrologic model nonlinearity using response surface plots." *Journal of Hydrology*, 118(1-4), 143-161.
- Laio, F. (2004). "Cramer-von Mises and Anderson-Darling goodness of fit tests for extreme value distributions with unknown parameters." *Water Resources Research*, 40(9), W0930801-W0930810.
- Laio, F., Di Baldassarre, G., and Montanari, A. (2009). "Model selection techniques for the frequency analysis of hydrological extremes." *Water Resources Research*, 45(7).
- Lalanne-Berdoutiq, C. "Aspects méthodologiques de la reconstitution des écoulements des grandes crues catastrophiques." *Conférence de Vernet-Les-Bains sur L'Aiguat del 40*, 229:45 p.

- Landwehr, J. M., Matalas, N. C., and Wallis, J. R. (1979). "Probability weighted moments compared with some traditional techniques in estimating Gumbel parameters and quantiles." *Water Resources Research*, 15(5), 1055-1064.
- Lang, M., Javelle, P., and Aubert, Y. (2011). "Estimation de la période de retour de la crue du 15 juin 2010 aux alentours de Draguignan." Cemagref, Lyon.
- Lang, M., and Lavabre, J. (2007). *Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations*, Edition QUAE, Update Sciences & Technologies, Paris, 232 pages.
- Lang, M., Ouarda, B., and Bobee, B. (1999). "Towards operational guidelines for over-threshold modelling." *Journal of Hydrology*(225), 103-117.
- Lang, M., Perret, C., Sauquet, E., and Paquet, A. "Incertitudes sur les débits de crue." *181e session du Comité scientifique et technique « Valeurs rares et extrêmes de précipitations et de débits. Pour une meilleure maîtrise des risques »* Congrès de la SHF, Lyon, 15-16 mars, 103-112.
- Laroque, M., and Razack, M. (1998). "Hydrogéologie du karst de La Rochefoucauld (Charente): Bilan des nouvelles connaissances." *Hydrogéologie*, 3, 35-45.
- Lavabre, J. (2007). "Estimation des débits de crue par la méthode SHYREG. Présentation sommaire de l'approche, Intérêts de l'approche, Limites d'utilisation. ." 6 p.
- Lavabre, J., Arnaud, P., Royet, P., Fine, J.-A., Delichère, S., Fang, Z.-X., and Foussard, F. "Crue de projet ou cote de projet ? Exemple des barrages écrêteurs de crue du département du Gard. ." *Colloque CFBR-SHF: « Dimensionnement et fonctionnement des évacuateurs de crues »*, Lyon, 20-21 janvier 2009.
- Le Clerc, S. (2004). "Revisiter la notion de scénario hydrologique de référence pour la caractérisation des conséquences de crues," Université J.Fourier, Cemagref Lyon.
- Le Moine, N. (2008). "Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?," Université Pierre et Marie Curie, thèse de Doctorat, 348 p, Paris.
- Le Moine, N., Andréassian, V., and Mathevet, T. (2008). "Confronting surface- and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France)." *Water Resources Research*, 44(3).
- Lefort, P., and Koulinsky, V. (2011). "Crue du 15-16 juin 2010 Expertise post-crue Tome 1 Analyse hydrologique de la crue de juin 2010."

- Llasat, M. C., Barriendos, M., Barrera, A., and Rigo, T. (2005). "Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records." *Journal of Hydrology*, 313(1-2), 32-47.
- Lyne, V. D., and Hollick, M. (1979). "Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling." *Institution of Engineers, Australia, Canberra*, pp 89-83.
- Maire, A. (2011). "Etude de l'abatement spatial des précipitations." Rapport de Stage de 3ème année d'ingénieur, Aix-en-Provence, 54 pages.
- Mangin, A. (1984). "Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale." *Journal of Hydrology*, 67(1-4), 25-43.
- Marceau, B. (1996). "Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux," Université Paris XI Orsay, Thèse de doctorat, 324p.
- Margat, J. (2008). *Les eaux souterraines dans le monde*, BRGM Editions, Orléans / UNESCO, Paris, 187 pp.
- Margoum, M. (1992). "Estimation des crues rares et extrêmes: le modèle Agregée. Conceptions et premières validations," Thèse de Doctorat, Ecole des mines de Paris, 252 p Paris.
- Margoum, M., Oberlin, G., Lang, M., and Weingartner, R. (1995). "Estimation des crues rares et extrêmes: principes du modèle Agregée." *Hydrologie Continentale*, 9(1), 83-98.
- Martin, C. (2010). "Les inondations du 15 juin 2010 dans le centre Var : réflexion sur un épisode exceptionnel." *Études de Géographie Physique*, 41-76 p.
- Matalas, N. C., Slack, J. R., and Wallis, J. R. (1975). "Regional skew in search of a parent." *Water Resources Research*, 11(6), 815-826.
- Mathevet, T., Michel, C., Andréassian, V., and Perrin, C. (2006). "A bounded version of the Nash-Sutcliffe criterion for better model assessment on large sets of basins." *IAHS-AISH Publication*(307), 211-219.
- Merz, R., and Blöschl, G. (2005). "Flood frequency regionalisation - Spatial proximity vs. catchment attributes." *Journal of Hydrology*, 302(1-4), 283-306.
- Meylan, P., Favre, A. C., and Musy, A. (2008). *Hydrologie fréquentielle: une science prédictive*, PPUR, Lausanne, 191 p.
- Michel, C. (1982). "Extrapolation par la méthode du Gradex. Note du 03-0.5." Cemagref Anthony.

- Michel, C. (1983). "Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle à un paramètre?" *La houille blanche*, 1, 39-44p.
- Michel, C., and Oberlin, G. (1987). "Threshold of Application of the Gradex Method (seuil d'application de la méthode du Gradex)." *La Houille Blanche*, 42(3), 199-203.
- Miller, J. F., Frederick, R. H., and Tracey, R. J., 1973. (1973). Precipitation-frequency atlas of the conterminous western United States (by states), NOAA Atlas 2. NWS, Silver Spring, Md., 1973..
- Ministère de l'Agriculture. (1980). "Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants. Fascicule 2, la méthode SOCOSE." *Rapport Ministère de l'Agriculture*, 38.
- Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. (2009). "Commissariat général au développement durable: croissance du nombre de logements en zones inondables." *Le Point sur*, n° 6, 4 p, 4p.
- Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. (2010). "Commissariat général au développement durable : le régime d'assurance des catastrophes naturelles en France métropolitaine entre 1995 et 2006." 60 p.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., and Andréassian, V. (2006). "Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model." *Journal of Hydrology*, 318(1-4), 200-214.
- Moulard, C. (2010). "Apport de l'information hydrogéologique pour la régionalisation de deux modèles hydrologiques de surface." Rapport de DEA, Aix-en-Provence.
- Muller, A. (2006). "Analyse du comportement asymptotique de la distribution des pluies extrêmes en France," Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 182 pages.
- Musy, A., and Higy, C. (2004). *Hydrologie-Une science de la nature*, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR) , Lausanne ,335p.
- Myers, V. A., and Zehr, R. M. (1980). "A methodology for point-to-area rainfall frequency ratios." NOAA Tech. Report NWS 24, Washington, DC.
- National Weather Service. (1958). "Rainfall intensity-frequency regime, *Tech. Pap.29*, Silver Spring, Md., 1958."
- Naulet, R. (2002). "Utilisation de l'information des crues historiques pour une meilleure prédétermination du risque d'inondation. Application au bassin de l'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc et St-Martind'Ardèche. ." *Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble - Université du Québec*, 322 pages.

- Naulet, R., Lang, M., Ouarda, T. B. M. J., Coeur, D., Bobée, B., Recking, A., and Moussay, D. (2005). "Flood frequency analysis on the Ardèche river using French documentary sources from the two last centuries." *Journal of Hydrology*, Special Issue "Applications of palaeoflood hydrology and historical data in flood risk analysis »(312), 58-78.
- Neppel, L., Arnaud, P., and Lavabre, J. (2007). "Connaissance régionale des pluies extrêmes. Comparaison de deux approches appliquées en milieu méditerranéens." *Comptes-rendus de l'Académie des sciences Paris Sciences de la terre et des planètes*, 339(13), 820-830 p.
- Neppel, L., Bouvier, C., and Lavabre, J. (2003). "Areal reduction factor probabilities for rainfall in Languedoc-Roussillon." *IAHS-AISH Publication*(278), 276-283.
- Neppel, L., Renard, B., Lang, M., Ayrat, P., Coeur, D., Gaume, E., Jacob, N., Payrastré, O., Pobanz, K., and Vinet, F. (2011). "Flood frequency analysis using historical data: Accounting for random and systematic errors." *Analyse fréquentielle des débits de crues avec des données historiques en prenant en compte les erreurs aléatoires et systématiques*, 55(2), 192-208.
- NERC. (1975a). "Estimation of flood volumes over different durations." *Flood Studie Report*, Vol.1, chap:5, 243-264.
- NERC. (1975b). "Natural Environmental Research Council (NERC), Flood studies report, vol II, Meteorological studies, Swindom, England, 1975."
- Omolayo, A. S. (1993). "On the transposition of areal reduction factors for rainfall frequency estimation." *Journal of Hydrology*, 145(1-2), 191-205.
- Organde, D. (2009a). "Cartographie des débits de crue en Métropole par la méthode Shyreg : régionalisation du modèle pluie-débit - 2. Calibration du modèle pluie-débit et recherche de variable explicatives." Rapport du bureau d'étude Hydris Hydrologie, Aix-en-Provence, 40 pages.
- Organde, D. (2009b). "Cartographie des débits de crue en Métropole par la méthode Shyreg : régionalisation du modèle pluie-débit: 1. Analyse des données hydrométriques." Rapport du bureau d'étude Hydris Hydrologie, Aix-en-Provence, 39 pages.
- Ouarda, T. B. M. J., Girard, C., Cavadias, G. S., and Bobée, B. (2001). "Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis." *Journal of Hydrology*, 254, 157-173.
- Overeem, A., Buishand, T. A., Holleman, I., and Uijlenhoet, R. (2010). "Extreme value modeling of areal rainfall from weather radar." *Water Resources Research*, 46(9).
- Padilla, A., and Pulido-Bosch, A. (1995). "Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis." *Journal of Hydrology*, 168(1-4), 73-89.

- Paquet, E., Gailhard, J., and Garçon, R. (2006a). "Evolution de la méthode du Gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique." *La houille blanche*, 5(2006).
- Paquet, E., Gailhard, J., and Garçon, R. (2006b). "Evolution of the GRADEX method: Improvement by atmospheric circulation classification and hydrological modelling." *La Houille Blanche*, 5, 80-90.
- Parajka, J., Merz, R., and Blöschl, G. (2005). "A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters." *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(3), 157-171.
- Pardé, M. (1933). *Fleuves et rivières*, Armand Colin, Paris.
- Pardé, M. (1941). "Crue formidable dans le Roussillon en octobre 1940." *Rev. Etude des Calamités*, t.IV, n°12-13 janvier-juin 1941.
- Pardé, M. (2004). *Sur la puissance des crues en diverses parties du Monde*, Revue de géographie de Lyon, Lyon.
- Payrastre, O. (2005). "Faisabilité et utilité du recueil de données historiques pour l'étude des crues extrêmes de petits cours d'eau. Etude du cas de quatre bassins versants affluents de l'Aude," Ecole Nationale Des Ponts et Chaussées (ENPC), Champs sur Marne.
- Payrastre, O., Gaume, E., and Andrieu, H. (2005). "Use of historical data to assess the occurrence of floods in small watersheds in the French Mediterranean area." *Advances in Geosciences*, 2, 313-320.
- Payrastre, O., Gaume, E., and Andrieu, H. (2006). "Usefulness of historical flood series reconstruction, for the study of extreme floods in small watersheds. Case study of four small tributaries of the Aude river, France." *Apport du recueil de données historiques pour l'étude des crues extrêmes de petits cours d'eau Etude du cas de quatre bassins versants affluents de l'Aude*(6), 79-86.
- Payrastre, O., Gaume, E., Javelle, P., Janet, B., Fourmigué, P., Boudevillain, B., Lefort, P., Marchi, L., Delrieu, G., Brunet, P., Martin, C., L, R., Boissier, L., Douvinet, J., Lang, M., and Aubert, Y. "Analyse hydrologique de la catastrophe du 15 Juin 2010 à Draguignan et dans sa région." *SHF: les événements extrêmes en hydrologie fluviale et en hydraulique maritime.*, Paris.
- Perrin, C. (2000). "Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative," Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG), 291, Grenoble.
- Plackett, R. L. (1983). "Karl pearson and chi-squared test." *International Statiscal Review / Revue Internationale de Statistique*, 51(1), 59-72.

- Potter, K. W., and Lettenmaier, D. P. (1990). "A comparison of regional flood frequency estimation methods using a resampling method." *Water Resources Research*, 26(3), 415-424.
- Pujol, N., Neppel, L., and Sabatier, R. (2007). "Regional tests for trend detection in maximum precipitation series in the French Mediterranean region." *Hydrol. Sci. J.*, 52(5), 956-973.
- Quesnel, B., and Blanchet, P. (1942). "Crues des 17, 18 et 19 Octobre 1940. Etablissement d'un programme général d'aménagement du lit, du profil en long et des rives des cours d'eau des Pyrénées-Orientales affectés par les crues d'octobre 1940 en vue de prévenir le retour des dévastations et des destructions périodiques produites par les crues de cette nature." *Rapport des Inspecteurs Généraux B.Quesnel, 11 avril 1942, et P.Blanchet, 18 Mai 1942.*
- Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). "Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France." *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 92-107 p
- Ramos, M. H., Creutin, J.-D., and Leblois, E. (2005). "Visualization of storm severity." *Journal of Hydrology*, 315(1-4), 295-307.
- Reed, D. W. (1994). "On the gradex method of estimatif extreme floods." *Dams & reservoirs*, 1:17-19.
- Ribatet, M. (2007). "Consolidation de l'information hydrologique disponible localement et régionalement pour l'estimation probabiliste du régime des crues," Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG), 118 pages, Grenoble.
- Rimmer, A., and Salinger, Y. (2006). "Modelling precipitation-streamflow processes in karst basin: The case of the Jordan River sources, Israel." *Journal of Hydrology*, 331(3-4), 524-542.
- Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*, Gauthier-villars, Paris, 430p.
- Rodriguez-Iturbe, I., and Mejía, J. M. (1974a). "The design of rainfall networks in time and space." *Water Ressources Research*, 10(4), 713-728
- Rodriguez-Iturbe, I., and Mejía, J. M. (1974b). "On the transformation of point rainfall to areal rainfall." *water Ressources Research*, 10(4), 729-735.
- Roux, C. (1995). "Analyse des précipitations en hydrologie urbaine. Exemple de la Seine-Saint-Denis," Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, France.
- Rouzeau, M., Martin, M., and Pauc, P.-C. (2010). "Retour d'expérience des inondations survenues dans le département du Var les 15 et 16 juin 2010." Paris.

- Royet, P., Lavabre, J., and Fouchier, C. (2003). "Comportement hydrologique des barrages lors de la crue de septembre 2002 sur le Vidourle. Enseignements à en tirer." Colloque technique Barrages et développement durable en France, Comité français des grands barrages and Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, eds., Cemagref Editions, Paris, pp 15-28.
- Sheffer, N. A., Enzel, Y., Benito, G., Grodek, T., Poart, N., Lang, M., Naulet, R., and CÅ“ur, D. (2003). "Paleofloods and historical floods of the Ardèche River, France." *Water Resources Research*, 39(12), ESG71-ESG713.
- Sol, B., and Desouches, C. (2005). "Spatialisation à résolution kilométrique sur la France de paramètres liés aux précipitations. ." *Rapport d'étude Météo-France.*, Convention Météo-France DPPR n°03/1735., 41 pages.
- Sorooshian, S., and Dracup, J. A. (1980). "Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases." *Water Resources Research*, 16(2), 430-442.
- Sorooshian, S., Gupta, V. K., and Fulton, J. L. (1983). "Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: influence of calibration data variability and length on model credibility." *Water Resources Research*, 19(1), 251-259.
- Tóth, J. (1995). "Hydraulic continuity in large sedimentary basins." *Hydrogéologie Journal*, 68(4), 4-16.
- Tularam, G. A., and Ilahee, M. (2008). "Exponential smoothing method of base flow separation and its impact on continuous loss estimates." *American Journal of Environmental Sciences*, 4(4), 373-381.
- Valery, A. (2010). "Modélisation précipitations débit sous influence nivale : Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants," Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement AgroParisTech, Paris.
- Viollet, P. L., and Chabard, J. P. (2003). *Mécanique des fluides appliquée* Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 366 pages.
- Von Mises, R. (1954). "La distribution de la plus grande de n valeurs. ." In *Selected Papers, Volume II*, pages 271-294. American Mathematical Society, Providence, RI.
- Webb, R. H., and Jarrett, R. D. (2002). "Ancient Floods modern, Principles and application of paleoflood hydrology." *Chapitre One-dimensional estimation techniques for discharges of paleoflood and historical floods. Water Science and Application*, 5.
- Yang, X. (1993). "Mise au point d'une méthode d'utilisation d'un modèle pluie-débit conceptuel pour la prévision des crues.," Ecole Nationale des Ponts et Chaussées (ENPC), Paris.

Yoo, C., Kim, K., Kim, H. S., and Park, M. J. (2007). "Estimation of areal reduction factors using a mixed gamma distribution." *Journal of Hydrology*, 335(3-4), 271-284.