Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux. Applications aux bassins opérationnels de la Loire supérieure : évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques.

Laetitia Moulin

▶ **To cite this version:**

Laetitia Moulin. Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux. Applications aux bassins opérationnels de la Loire supérieure : évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques.. Hydrologie. AgroParisTech, 2007. Français. NNT : 2007AGPT0039 . tel-00368262

HAL Id: tel-00368262

https://pastel.hal.science/tel-00368262

Submitted on 15 Mar 2009

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.

N° /__/__/__/__/__/__/__/__/__/__/

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur

de

l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (Agro Paris Tech)

Spécialité : Sciences de l'eau

présentée et soutenue publiquement par

Lætitia MOULIN

le 7 décembre 2007

Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux

Application aux bassins opérationnels de la Loire supérieure : évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques

Directeur de thèse : ***Charles OBLED***

Codirecteur de thèse : ***Eric GAUME***

Cereve--ENPC, UMR 102, F-77455 Champs sur Marne

Ecole Doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles (n°398)

Devant le jury :

M. Vazken ANDREASSIAN ……	**Rapporteur**
M. Christophe BOUVIER ……	**Rapporteur**
M. Ghislain de MARSILY ……	**Examinateur**
M. Remy GARCON ……	**Examinateur**
M. Charles OBLED ……	**Directeur**
M. Eric GAUME ……	**Directeur**

L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (Agro Paris Tech) est un Grand Etablissement dépendant du Ministère de l'Agriculture et de la Pêche, composé de l'INA PG, de l'ENGREF et de l'ENSIA (décret n° 2006-1592 du 13 décembre 2006)

Remerciements

Mes remerciements sincères à tous les membres du jury de cette thèse pour avoir su trouver le temps et l'envie de lire ce long (!) manuscrit, pour avoir pris le temps de comprendre les démarches entreprises et pour avoir su poser des questions intéressantes, pertinentes – voire parfois un peu déstabilisantes – le jour de la soutenance. En particulier, je tiens à exprimer ma reconnaissance à Ghislain de Marsily pour m'avoir transmis lors de ses enseignements d'hydrogéologie, la passion de la recherche, et de la recherche appliquée : son intervention a été déterminante (motivation, attribution de bourse) pour me rendre ce travail de thèse possible. Les commentaires, remarques ou critiques de Christophe Bouvier m'ont particulièrement intéressée car venant a priori d'un autre horizon, d'une autre « école » de modélisation – et il est toujours rassurant d'observer que ces « écoles » convergent parfois. Je suis reconnaissante à Vazken Andréassian pour son rapport de thèse très détaillé (aux très très nombreuses questions scientifiques et philosophiques (!) à préparer) qui a permis d'« aller un peu plus loin » juste avant la soutenance. J'imagine que l'assemblée qui assistait à ma soutenance voudrait également le remercier pour ses questions originales (ceci a donné l'occasion de discuter de la véritable source de la Loire !) et pour m'avoir obligée à lire des poésies hydrologiques (en pleine soutenance) et à tenter de répondre à des devinettes impossibles (Jean de la Fontaine et l'abîme de Bramabiau. . . que les jeunes générations en prennent note!). Un grand merci à Rémy Garçon pour sa lecture très détaillée du manuscrit (et des annexes !), pour sa séance téléphonique de retour sur sa lecture (si intéressante qu'elle m'a presque rendu le téléphone agréable) et pour ses remarques et propositions d'amélioration du travail très précises. Ce retour a été tellement intéressant qu'il m'a amenée à regretter de ne pas m'être approchée davantage de la DTG au cours de mon travail de thèse (là encore, si les nouveaux doctorants peuvent « profiter » de ce regret). Enfin, je tiens à remercier mes directeurs de thèse, Eric Gaume et Charles Obled, pour m'avoir fait confiance sur ce sujet, pour l'avoir suivi et stimulé, pour m'avoir accompagnée sur le terrain en me faisant profiter de leurs expériences hydrologiques, et, par leurs visions différentes, pour avoir permis une ouverture scientifique rare.

Ce travail de thèse a été co-financé par la DIREN Centre et par l'Etablissement Public Loire. Bien heureusement, les échanges avec ces « financeurs » ne se sont pas limités à des questions d'argent et de travaux à restituer mais ont été très riches et profitables tant scientifiquement que du point de vue de la réalité opérationnelle. Je tiens donc à remercier toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à ces réunions : Arnaud Delahaye et Jean-Luc Roy, Hélene Xhaard, Florence Thavanaud, Joanna Brunelle, Didier Reinbold, Jean-Marc Gibey (et ceux que j'oublie. . .).

Aucun travail de modélisation hydrologique non théorique ne saurait être réalisé sans des jeux de données hydrométéorologiques. Le présent travail a bénéficié d'un nombre important de données, d'origines variées. Je tiens donc à remercier toutes les personnes et organismes qui ont permis d'accéder à ces données, en particulier : (i) Météo-France et Bruno Rambaldelli pour les données de précipitations horaires (10 ans) et journalières (50 ans) fournies à un tarif recherche ; (ii) EDF-DTG et Joël Gailhard pour m'avoir permis d'utiliser quelques-unes de leurs données sur des bassins très à l'amont, données qui se sont avérées très profitables à ce travail. L'essentiel des données venaient néanmoins des réseaux de mesure et des travaux de la DIREN Centre et de l'EPLoire : je tiens donc à remercier Sylvain Chillou et Marc Rieux pour l'accès au données les plus récentes, Delphine Grelat pour l'énorme travail de collecte des données qu'elle a réalisé au

cours de sa thèse et Didier Reinbold pour son important travail de collecte et surtout d'analyse de données pour les principaux événements de crues des dernières décennies.

Des remerciements particuliers (mais pas moins énormes) à Renaud Marty et Latif Djerboua qui ont fait bien plus que de simplement m'aider pour les travaux concernant la chaîne de prévision hydrométéorologique. Merci également à Pierre-Emmanuel Kirstetter et Théo Vischel pour leur aide sur l'utilisation du krigeage. Le regard de « statisticien » de Pietro Bernardara et son exigence de rigueur scientifique ont également été déterminants lors des choix de modèles d'erreurs sur l'estimation des précipitations : qu'il en soit remercié. Mathieu Le Lay et Guillaume Bontron n'ont pas apporté d'aide personnelle directe à ce travail, mais par leurs propres travaux – et la rigueur exemplaire qui en ressort –, ils ont eu, à n'en pas douter, un impact sur mon propre travail : merci à eux deux.

Ces années de thèse ont été ponctuées par quelques visites sur le terrain (un peu comme la cerise sur le gâteau du modélisateur). Que les personnes qui ont rendu possibles, particulièrement riches et agréables, ces visites sur le terrain (Alain Gautheron, Didier Reinbold, Jean-Philippe Perdrizet, Jean-Pierre Grolet, Eric Gaume et Charles Obled) en soient également remerciées.

La thèse est une épreuve difficile, dans laquelle le doute s'immisce parfois. Je voudrais remercier spécialement Charles Perrin (qui a participé à tous les comités de suivi de thèse et y a permis des retours à la réalité quand les objectifs commençaient à passer de simplement « ambitieux » à « irréalistes dans les temps impartis », mais je voudrais surtout le remercier) pour m'avoir parfois (mais aux bons moments!) fait part de son regard clair, lucide, a-passionné, sur certaines questions scientifiques à des périodes où ces questions devenaient confuses, complexes voire désespérantes. Je voudrais également exprimer ma reconnaissance à Pierre Ribstein, Ludovic Oudin et Hocine Bendjoudi pour un « comité de suivi de thèse en décalé » : le lien avec l'université est très précieux pour qui en est déconnectée pendant quelques années. Merci aussi à Georges-Marie Saulnier pour une après-midi de discussion très riche (et sympathique) : ces discussions n'ont pas (encore?) débouché sur des travaux en collaboration, mais elles ont au moins eu le mérite d'améliorer (et de rassurer) ce travail-ci.

Ces années de thèse ont été des années de partage : je voudrais remercier tous les membres du club international de l'hydrologie sociale, pour tout : la prospérité mutuelle, le libre échange, l'émulation, le débat, les repas chez Mamane, les soirées et les picons-bières, les randonnées, les déplacements en conférence (Vienne, Perugia, Lyon, etc.)... En particulier Thomas, Thibault, Noémie, Simon, Nicolas, Marie, Christelle, pour les discussions plus ou moins hydro-ésotériques – et pour le reste. Ma reconnaissance et l'expression de ma joie de les avoir rencontrés va à tous les membres du Cereve, et en particulier aux doctorants (ou ex-doctorants, ou post-doctorants, ou stagiaires ou techniciens) : Olivier, Thomas, Nicolas, Eleni, Laura, Bruno, Anne, Pietro, Pauline, Sarah, Yannis, Céline B., Céline L., Olivier N., Emmanuelle, Sally, Valérie, Sylvain, Catherine, Miriam, Petros, Björn, Emilie, etc.). Un remerciement particulier à Annick et Catherine pour leur soutien administratif (mais pas seulement) constant au cours de ces années et à Jean-Marie Mouchel et à Bruno Tassin pour m'avoir accueillie dans leur laboratoire et avoir favorisé cette ambiance agréable, propice à des travaux de recherche en toute sérénité. Je suis également très heureuse de laisser une trace dans ce manuscrit de ma rencontre au cours de ces quelques années avec Anne, Seb et Yves ; de mes échanges avec Jean, Patrick et Covy ; et de mon 25e printemps (irréversible).

Cette thèse a fait l'objet de plusieurs lectures. D'énormes remerciements à Bénédicte, Thibault et Charles, lecteurs et relecteurs exhaustifs – malgré la quantité de pages rédibitoire – pour leur nombreux conseils corrections et critiques. Ma gratitude va également à Renaud et à Latif pour

leur lecture (partielle mais néanmoins bien utile) et leurs corrections. Mention spéciale à Etienne unique pré-lecteur de l'intégralité (et en temps limité! une question subsiste néanmoins : qu'est-ce qui est le plus intéressant entre un traité de bactériologie en anglais et ma propre thèse ?). Merci donc à Etienne et à ma mère pour avoir tenté de corriger toutes ces coquilles. Mes remerciements vont également aux nombreux lecteurs de l'introduction (et parfois de la conclusion) qui y ont apporté une aide sensible : Yves (Ibu) & Yves (4), Anne, Sébastien.

Ma reconnaissance à Timothée pour avoir surveillé pendant des jours les réseaux de neurones qui tournaient sur tous les ordinateurs disponibles ; à mes collègues de bureau successifs (Olivier, Thomas, Ludo : que des garçons de qualité!!) ; aux Bichounets pour avoir supporté des répétitions de présentations orales en anglais ; à Narine et Patounette pour les journées de travail assidues partagées lors de l'été de rédaction ; à Tommy pour la visite des bassins (à pied!), les discussions sur la géologie, les abricots du Mont Gerbier-de-Joncs ; à Pauline et Adèle (bientôt à votre tour!) qui ont passé une journée entière à se démener (et à assurer!) avec le service de reproduction, avec l'imprimante du Cereve, avec les trop nombreuses pages couleurs, pour que l'envoi de mon manuscrit soit possible avec un retard pas trop important.

Des remerciements encore plus personnels. Je tiens à exprimer ma gratitude à Jean Dunglas qui fut le premier à me parler de ces phénomènes étonnants que sont les crues, à travers la rupture du barrage de Malpasset, et qui m'a montré que l'hydrologie pouvait être une belle histoire à raconter. Merci à tous les judokas qui ont « subi » mes absences liées à la thèse et ont su par leur enthousiasme inébranlable me donner une inspiration et des bouffées d'oxygène (les deux Patrick, Hiroshi, Jane, Karine, Covy, André, Fred, Manu, Bert. . .) et à mon chirurgien et à ma kiné (Sabine) pour avoir réparé par deux fois (!) mon genou au cours de ces quelques années de thèse.

Enfin un énorme merci (hors catégorie) à ma famille (à Maisons-Alfort, Bordeaux ou Dijon) et à Anne, Thomas, Thibault et Patrick dont l'action positive sur ce travail et sur ma vie, au cours de ces quatre années peut être visible à plein de niveaux différents.

« Une pensée pour Alain et Alice. . . »

Résumé / Abstract

Résumé

Ce travail propose d'évaluer, dans le cas des bassins versants de la Loire supérieure, l'intérêt de modèles pluie-débit globaux pour la prévision opérationnelle des crues rapides.

Après une description du bassin à Bas-en-Basset, l'analyse critique des jeux de données disponibles met en évidence leur richesse, mais aussi leurs défauts. La grande variété des événements hydrométéorologiques touchant ces bassins apparaît particulièrement intéressante pour comparer des modèles hydrologiques.

Des modèles conceptuels simples sont apparus plus robustes et souvent plus performants que des modèles statistiques ou des réseaux de neurones artificiels. Des critères spécifiques à la prévision des crues mettent en évidence les informations sur l'évolution immédiate des débits apportées par la transformation de la pluie en débit, même si les erreurs de modélisation restent importantes et finalement proches d'un modèle à l'autre.

Un effort particulier a été porté sur l'estimation par krigeage des précipitations moyennes spatiales, pour lesquelles un modèle d'erreur est proposé et validé sur les données. Ces incertitudes, propagées dans les modèles pluie-débit, contribuent, selon la taille des bassins, à une part variable de l'erreur totale de modélisation.

Enfin un travail exploratoire a montré l'intérêt d'inclure des prévisions de pluies probabilisées dans une chaîne hydrométéorologique, pour augmenter les délais d'anticipation et prendre en compte les incertitudes associées. Toutefois, la disponibilité de ces prévisions impose des traitements préalables à leur utilisation.

Il ressort que des outils simples peuvent laisser envisager des améliorations dans ce domaine encore très perfectible de la prévision des crues.

Mots-clés

Modélisation pluie-débit ; prévision des crues ; critères d'évaluation ; contexte opérationnel ; Loire supérieure ; incertitudes sur la pluie moyenne spatiale ; prévisions probabilistes de précipitations ; générateur stochastique ; prévision hydrologique d'ensemble.

Abstract

The aim of the present work is the evaluation of lumped rainfall-runoff (RR) models for flood forecasting in the case of upper Loire river catchments.

Following the description of Loire catchment at Bas-en-Basset, an analysis demonstrates both the worth and the flaws of presently available data sets. The high variability of these hydrometeorological events enables us to compare RR models in particularly difficult but interesting contexts.

Simple conceptual models appear more robust and often more efficient than data-driven models. A further evaluation, based on specific criteria for flood forecasting, highlight the information about flood evolution provided by conceptual RR models, even though modelling errors remain altogether significant while the various models behave in a similar way.

Estimation of mean areal precipitation is conducted with kriging tools and a model of uncertainty on mean areal precipitation estimation is proposed and validated on data. These uncertainties are then propagated within RR models. Their impact is reasonably different with respect to catchment size, as a variable part of the global modelling error may be explained.

Finally, an exploratory work has demonstrated the usefulness of taking into account probabilistic precipitation forecast into a hydrometeorological chain: longer anticipation has consequently been obtained. Although pre-processing linked to these forecast availability is absolutely necessary

As a conclusion, simple tools let us expect improvements in this very perfectible field.

Key-words

Rainfall-runoff modelling ; flood forecasting ; evaluation criteria ; operational context ; upper Loire River ; uncertainties on mean areal precipitation ; kriging ; probabilistic precipitation forecast ; rainfall stochastic generator ; ensemble hydrological forecast.

Sommaire

Remerciements i
Résumé / Abstract iv

INTRODUCTION GÉNÉRALE **1**

I Contexte & données **11**

1 Quelques éléments sur la prévision des crues rapides **13**
Introduction 13
1.1 Définitions 14
1.2 Les outils de prévision 18
Synthèse du chapitre 24

2 La zone d'étude **25**
Introduction 25
2.1 Contexte géographique 26
2.2 Contexte hydroclimatique 35
Synthèse du chapitre 48

3 Les données **49**
Introduction 49
3.1 Présentation des données 50
3.2 Traitement et analyse des données 60
Synthèse du chapitre 68

4 Les événements d'étude **71**
Introduction 71
4.1 Sélection des jeux de données : méthodologie 71
4.2 Analyse des jeux de données sélectionnés 76
Synthèse du chapitre 81
Conclusions de la partie I 83

II Évaluation des modèles hydrologiques globaux conceptuels pour la prévision des crues **85**
Introduction à la partie II 87

5 Évaluation comparative de modèles globaux pour la modélisation des crues **89**
Introduction 89
5.1 Outils & méthode 90
5.2 Présentation et analyses des résultats 95
Synthèse du chapitre 112

6 Évaluation approfondie des modèles globaux conceptuels pour la prévision des crues rapides **115**
Introduction 115
6.1 Méthodologie proposée 117
6.2 Analyses et résultats 118

Synthèse du chapitre 138

III Évaluation de l'impact des incertitudes d'estimation des précipitations moyennes spatiales 141
Introduction à la partie III 143

7 Incertitudes liées à l'interpolation spatiale des précipitations 151
Introduction 152
7.1 Définition et calage des modèles retenus 157
7.2 Validation du modèle 165
Synthèse du chapitre 182

8 Dépendance temporelle des erreurs d'estimation des précipitations moyennes spatiales 185
Introduction 186
8.1 Dépendance temporelle des erreurs d'estimation 187
8.2 Définition du modèle 192
8.3 Paramétrisation du modèle ponctuel 195
8.4 Validation du modèle 197
Synthèse du chapitre 200

9 Propagation des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales 201
Introduction 202
9.1 Méthodologie 205
9.2 Résultats 206
Synthèse du chapitre 217
Conclusion à la partie III 219

Ouverture 223

10 Utiliser une chaîne hydrométéorologique pour la mise en alerte 225
Introduction 226
10.1 Outils, méthodes et données 229
10.2 Résultats 240
Conclusion 264

CONCLUSION GÉNÉRALE 267

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 279

ANNEXES 295

A Compléments sur les bassins et données 295
A.1 Revues des études sur l'hydrologie de la Loire Supérieure 295
A.2 Les bassins de la zone d'étude 300
A.3 Les données 349
A.4 Analyse des crues références 392
A.5 Les dégâts engendrés par les crues 400
A.6 Les apports (limités) de la télédétection 401

B Compléments sur la modélisation pluie-débit 405
B.1 Quelques réflexions sur les choix de modélisation 405
B.2 Les techniques de mise à jour 414
B.3 Données pour la comparaison des modèles globaux 417
B.4 Les modèles de régression linéaire 419
B.5 Les réseaux de neurones artificiels 443
B.6 Les modèles conceptuels 472

B.7 Compléments sur l'évaluation approfondie des modèles conceptuels 498

C Compléments sur la spatialisation des précipitations et les incertitudes associées 525
C.1 Présentation théorique du krigeage 527
C.2 Incertitudes liées à la position des postes pluviographiques 536
C.3 Compléments sur la validation croisée 543
C.4 Corrélation temporelle des erreurs d'estimation des PMS 551
C.5 Rappel sur les modèles de corrélation sérielle 553
C.6 Champs pluvieux et leur modélisation 554
C.7 Une réponse à cette difficulté : l'interpolation à l'aide de la géostatistique 558
C.8 Compléments sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation 565
C.9 Débits simulés avec des PMS bruitées 571
C.10 Les techniques de prévisions de précipitations 606
C.11 Quelques sources de renseignement sur internet 613

TABLES & INDEX 615
LISTE DES FIGURES 615
LISTE DES TABLEAUX 625
INDEX 629
TABLE DES MATIÈRES DÉTAILLÉE 629

Introduction générale

Contexte

« La Loire prend sa source au Mont Gerbier-de-Jonc à 1408 mètres d'altitude. Après un parcours de plus de 1000 kilomètres, elle se jette dans l'océan Atlantique . . . »

Des crues violentes Beaucoup d'entre nous ont encore en tête ces quelques éléments appris à l'école primaire. Lorsqu'il s'agit d'évoquer la Loire, les images d'un cours d'eau large, au comportement irrégulier apparaissent, accompagnées parfois de la référence aux châteaux de la Loire, au rôle historique et économique de ce fleuve, à son appartenance au patrimoine mondial de l'humanité, à la richesse et la diversité écologique ligérienne. . . Peu nombreuses sont les personnes à savoir que, dans ses premières dizaines de kilomètres, la Loire possède un comportement bien particulier se caractérisant notamment par des montées des eaux très rapides et violentes, parfois meurtrières. Et si la dernière *« grande »* crue de la Loire supérieure, survenue en septembre 1980, reste tristement à l'esprit des riverains par les victimes et les dégâts qu'elle a engendrés, elle n'est en fait qu'une crue remarquable parmi bien d'autres, ainsi que le révèlent les témoignages historiques (Rouchon, 1910).

La posture de l'amateur Brutale, impétueuse, indomptable, irascible, meurtrière, sauvage. . . autant de nuances et de personnifications qu'utilisent les riverains et les poètes pour décrire le caractère si particulier de la Loire supérieure – et de ses affluents – lors des épisodes de crues. Ces témoignages traduisent ainsi la violence de ce comportement. Mais transparaît également une sorte de fascination, d'affection particulière pour un cours d'eau qui, par ailleurs, apporte beaucoup de vie, de richesse, de bienfaits.

Une relation qui évolue D'un rôle passif d'observateur, de laudateur, voire de victime de la nature, l'homme essaie depuis longtemps de toujours mieux contrôler, réguler, anticiper, protéger, prévoir. Cette tendance s'est encore renforcée ces dernières dizaines d'années. Le cas de la Loire permet d'illustrer l'évolution de cette relation de l'homme à son environnement. Ce cours d'eau a tout d'abord été utilisé comme ressource en eau, puis comme moyen de transport. Aujourd'hui, tout en préservant le milieu naturel, on aimerait pouvoir mieux réguler ce fleuve afin de limiter l'ampleur des étiages et des crues et de mieux profiter des installations sur le cours d'eau (loisir et tourisme liés aux aménagements, production hydraulique d'électricité ou d'énergie, refroidissement de centrales nucléaires, etc.). On aimerait également pouvoir mieux anticiper ses comportements extrêmes (crues ou étiages) afin d'être en mesure d'en réduire l'impact sur la société (dans le cas particulier des crues : information et/ou évacuation des populations, protection des biens, etc.).

La posture du scientifique Parmi les rôles incombant au scientifique, peut exister le fait de répondre à des problèmes sociaux, de contribuer de manière directe ou indirecte au développement, à l'avancée de la société, à la prospérité de ses concitoyens ; de permettre une meilleure connaissance ; de favoriser l'amélioration du cadre de vie ; de préserver le plus efficacement l'environnement. Dans le cas des crues de la Loire, le scientifique peut se donner pour mission de parfaire et d'enrichir la connaissance du fonctionnement de ce cours d'eau (Gasowski *et al.*, 1999), de fournir les éléments ou outils permettant une meilleure anticipation des événements (gestion en temps réel), de proposer des indications permettant de mettre au point des mesures de protection adaptées (digues, barrages, zones d'expansion des crues).

Les enjeux sociaux Les enjeux sociaux de la prévision des crues peuvent se mesurer de manière très pragmatique principalement en termes de coûts humains (aux deux sens du terme : personnes à mobiliser mais également nombre de vies humaines mises en danger) et économiques liés aux dégâts causés par les crues ou par les inondations qu'elles provoquent. Les événements de crues font partie des catastrophes naturelles les plus coûteuses, du point de vue de chacun de ces deux termes (humains et économiques), et de nombreuses études en rappellent les chiffres impressionnants : en France, en une vingtaine d'années, les crues et inondations ont coûté plusieurs centaines de vies et plusieurs milliards d'euros ; au niveau mondial, en 2005, presque 7 000 personnes ont perdu la vie au cours d'une crue (et autour de 6 000 personnes en 2004) et plus de 116 millions de personnes ont été concernées par ces événements [1]. Et Collier (2007) ajoute que, parmi l'ensemble des crues, les crues rapides sont celles présentant la menace la plus forte pour les vies humaines. Prévenir les populations et les autorités de l'imminence d'une crue fait partie des moyens efficaces de réduction de ses conséquences.

Les enjeux opérationnels Les enjeux opérationnels sont presque directement liés aux enjeux sociaux : il s'agit de limiter les pertes humaines et économiques. C'est dans ce cadre qu'a été proposée la réforme de la prévision des inondations en France avec la création en 2005 du service centralisateur hydrométéorologique d'appui à la prévision des inondations (SCHAPI) et des services de prévision des crues (SPC). Ces derniers sont souvent situés au sein de services opérationnels (Diren, DDE, ou DDAF) ayant également d'autres tâches [2] qui viennent se superposer à cette mission de prévision des crues, aboutissant le plus souvent à une gestion de la ressource selon des objectifs parfois opposés, pouvant avoir des impacts sur la gestion des crues, notamment en ce qui concerne l'utilisation des ouvrages de protection. Les acteurs opérationnels du privé tels que les producteurs d'électricité (EDF, Compagnie Nationale du Rhône, etc.) doivent de même faire face à un compromis entre les impératifs de sécurité des populations, de la sécurité des ouvrages, et la valeur économique des volumes d'eau (Garçon, 1999) [3].

1. Source : International Strategy for Disaster Reduction.

2. Par exemple la mission implicite de gestion de la ressource pour accomplir les missions d'approvisionnement en eau, de maintien des cours d'eau dans un bon état écologique, etc.

3. Ce compromis tend à disparaître lorsqu'il existe une obligation de transparence des ouvrages en période de crue (*cf.* page 29).

Problématique scientifique

La prévision des crues : définition D'après le glossaire international d'hydrologie [1] (Unesco), la prévision des crues est définie de la façon suivante :

> *« Prévision du niveau, du débit, du temps d'apparition et de la durée d'une crue, et plus spécialement du débit de pointe en un point donné d'un cours d'eau, résultant des précipitations et de la fonte de la neige sur le bassin. »*

La *prévision* des crues se distingue de la *simulation* par la non connaissance des données futures. De même, elle se distingue de la *prédétermination* (*« prediction »* en anglais) par le fait que ce que l'on cherche à prévoir concerne un instant donné précis dans le futur alors que la prédétermination concerne l'ensemble des états futurs possibles (sans date précise). Ainsi, Coulibaly *et al.* (1999) ajoutent sur la définition de la prévision que *« son objectif général est de fournir les meilleures estimations de ce qui peut arriver en un point à une date future précise contrairement à la prédiction qui vise l'estimation des conditions futures sans référence à un temps spécifique. »*

La prévision des crues rapides La prévision des crues est reconnue comme l'un des objectifs de l'hydrologie opérationnelle (Garrote & Bras, 1995; Chiang *et al.*, 2007). Et lorsqu'il s'agit de la prévision de crues rapides, il est avéré que ce défi est plus difficile à relever (Rabuffetti & Barbero, 2005). Les crues rapides sont moins aisées à modéliser (plus forte variabilité, intensités élevées, effet de filtre du bassin plus réduit, etc), elles sont également plus difficiles à prévoir (moins de temps pour prévoir) et en même temps souvent dévastatrices dans leurs effets (moins de temps pour réagir, effet de surprise). Parvenir à prévoir efficacement ces crues rapides présente un double défi : à la fois scientifique (une « bonne » prévision) et opérationnel (une « bonne » prévision qui puisse être obtenue par les prévisionnistes et être utilisée à temps).

Le paradoxe Les travaux scientifiques sur la prévision des crues rapides, notamment ceux concernant la modélisation hydrologique, rappellent souvent les difficultés (scientifiques) liées à cette tâche. Ils montrent néanmoins des résultats en général intéressants ou encourageants, tout au moins du point de vue de leurs auteurs. Cependant, de manière assez paradoxale, ces travaux n'ont que peu ou pas d'impact sur la façon dont la prévision des crues est réalisée par les services opérationnels [2]. Ceci est vrai de manière générale pour la prévision des crues mais est encore plus vrai dans le cas de la prévision des crues rapides. Ainsi, Rabuffetti & Barbero (2005) rappellent que si, au cours des dernières années, de nombreux projets de recherche pour développer des modèles hydrométéorologiques de prévision des crues en temps réel [3] ont été mis en œuvre, cette prévision des crues en temps réel n'est encore qu'extrêmement peu répandue : lorsqu'elle existe, elle concerne le plus souvent de grands bassins versants et elle utilise des modèles hydrauliques de propagation d'onde de crue en évitant toute connexion avec la météorologie. Ces auteurs constatent qu'il existe très peu d'exemples, sur le terrain, de prévision de la formation de crues sur de petits bassins versants.

Une question de communication ? Pourquoi ce paradoxe ? Pourquoi un tel décalage entre ce qu'il paraît possible de faire d'une part et ce qui est réellement mis en œuvre d'autre part ? La

1. `http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/HINDFR.htm`

2. *« Additionnal efforts are needed to transfer the technology and methods to end users, such as water management bodies and civil protection authorities to ensure rapid flood alert and efficient intervention. »*, Ghazi (2005), en introduction à un numéro spécial d'*Hydrology and Earth System Sciences* sur les avancées en prévision des crues.

3. Par exemple, en Europe, les projets RAPHAEL, MUSIC, MITCH, EFFS. Mais il serait également possible de citer les projets de recherche suivants : AFORISM, ANOMALIA, RIBAMOD, FLOODaware, EUROTAS, MEFFE, HYDROMET, HYDROPTIMET.

source de cette déconnexion pourrait résider dans un problème de communication entre les scientifiques et les « opérationnels ». Pour apporter des réponses à cette question, il est nécessaire d'interroger la volonté (veut-on communiquer ?) et la capacité (a-t-on les moyens de communiquer ?) de la communication. Les deux interlocuteurs ne montrant en général pas de réticence complète – et faisant même souvent preuve d'une certaine volonté – à interagir (les scientifiques pour mettre en place des applications opérationnelles à leurs travaux et les « opérationnels » pour se tenir informés – voire utiliser – des avancées scientifiques), il semble que la volonté de communication existe. En revanche, Refsgaard *et al.* (2005) soulignent des obstacles qui peuvent apparaître lors de la communication entre chercheurs et opérationnels, c'est-à-dire respectivement les développeurs et les utilisateurs des modèles. Par exemple, il est difficile, pour les utilisateurs, d'évaluer les points forts et limites des modèles qui leur sont fournis ; à l'opposé, trouver des critères qui rendent compte au mieux des objectifs spécifiques des opérationnels est également un exercice très délicat pour les chercheurs. Pour apporter une réponse à cette difficulté, des guides méthodologiques – encore peu nombreux – sont proposés (Roche *et al.*, 1987; Refsgaard *et al.*, 2005; Scholten *et al.*, 2007). En France, la proposition par le SCHAPI de faire interagir des opérationnels et des organismes de recherche dans le cadre d'un même projet (l'expérience des bassins versants numériques expérimentaux (BVNE)) va également dans ce sens. Il apparaît néanmoins que ce dialogue est perfectible et reste pour l'instant entravé par certaines difficultés.

Une question de confiance ? Quelles sont ces difficultés ? Il semble que lorsque les scientifiques (hydrologues et modélisateurs hydrologiques) sont satisfaits des performances obtenues par leurs modèles de prévision, ce n'est pas le cas des opérationnels (c'est-à-dire les utilisateurs de modèles). Faut-il y voir un niveau d'exigence plus élevé de la part des opérationnels (les modèles ne sont pas suffisamment performants) ou un décalage entre les façons dont cette confiance est accordée (les modèles sont ce qu'ils sont, les scientifiques affichent une confiance importante, les opérationnels une confiance très limitée – voire nulle) ?
Dans le premier cas, cela indique que les outils de modélisation ne sont pas encore suffisamment performants pour pouvoir satisfaire les opérationnels, et l'effort des scientifiques doit donc être dirigé directement sur leur amélioration. Dans le second cas, cela indique que l'effort doit porter sur les éléments permettant de restaurer un sentiment de confiance. Et, s'il s'avére que les scientifiques ont raison d'être confiants en leurs outils, il est nécessaire de trouver les moyens de communiquer cette confiance aux opérationnels.

Dépasser le paradoxe ? Ce problème du scepticisme des opérationnels vis-à-vis des modèles hydrologiques [1] a été pointé par différents auteurs (Refsgaard *et al.*, 2005) et soulevé récemment par Beven (2006). Andréassian *et al.* (2007) suggérent que les performances des modèles ont trop été mises en avant et que les opérationnels ont pris conscience du décalage entre l'enthousiasme que montrent les modélisateurs quant aux résultats obtenus et la qualité réelle de ces résultats. Les points qu'incriminent ces auteurs sont : (i) le manque de procédures standardisées pour l'évaluation des résultats, (ii) le fait de ne conserver que les cas pour lesquels de bonnes performances sont obtenues, (iii) le leurre de la puissance des modèles et (iv) le manque de confrontation aux situations du monde opérationnel réel, notamment en ce qui concerne la qualité des données.
Pour permettre aux opérationnels de retrouver confiance dans les modèles développés par les scientifiques, il serait indispensable d'évaluer les modèles hydrologiques sur des bassins versants à enjeux opérationnels avec des données issues des services opérationnels, de conserver dans l'évaluation tous les cas de figures, c'est-à-dire ceux pour lesquels des résultats satisfaisants peuvent

1. Il s'agit d'un constat qui n'est donc pas restreint à la seule prévision des crues rapides.

être obtenus et ceux qui aboutissent à des échecs [1], et de proposer ou d'utiliser une méthodologie d'évaluation standardisée.

L'intérêt de la confrontation à la réalité du monde opérationnel Ainsi, accepter ce décalage entre enthousiasme des modélisateurs et scepticisme des prévisionnistes conduit à se confronter à la réalité du monde opérationnel. Cette confrontation est positive dans le sens où elle permet de faire émerger les limites des travaux scientifiques actuels. À la lumière des points soulevés par Beven (2006) et Andréassian *et al.* (2007), il apparaît donc nécessaire de réexaminer la question de l'évaluation des outils de modélisation de manière plus approfondie et plus orientée vers les problématiques et conditions opérationnelles.

La problématique scientifique de l'évaluation des outils de prévision L'évaluation des outils de prévision est une question scientifique importante dont la difficulté a été soulevée par un nombre important d'études (*cf.* entre autres, Yen (1995); Seibert (2001); Refsgaard & Henriksen (2004); Refsgaard *et al.* (2005); Schaefli & Gupta (2007); Pebesma *et al.* (2007)).
Cette question se divise en réalité en deux sous-questions. La première vient d'être évoquée : trouver des méthodologies d'évaluation pertinentes pour permettre aux utilisateurs des modèles de savoir si ceux-ci peuvent répondre à leurs besoins. La seconde question concerne l'évaluation des incertitudes associées à la modélisation. Ce point est notamment mis en avant par Collier (2007). Ce dernier indique qu'il est essentiel de réaliser de la propagation d'incertitudes à travers la chaîne de prévision. Pour leur part, Rabuffetti & Barbero (2005) rappellent dans le même ordre d'idées, que la question clé en hydrologie opérationnelle est de déterminer à quel point les incertitudes de la prévision météorologique et les incertitudes de la modélisation hydrologique affectent la fiabilité de l'ensemble du système d'alerte hydrométéorologique. Cela revient à évaluer la part d'incertitude associée à la prévision (ou à la simulation), puis à distinguer les incertitudes venant des modèles eux-mêmes, de celles provenant du contexte de l'utilisation à savoir les incertitudes sur les données utilisées en entrée des modèles – prévisions météorologiques ou mesures – et les incertitudes sur les données par rapport auxquelles les modélisations sont jugées (les débits).

Les incertitudes en modélisation Ce dernier point ouvre donc la question de la nature et de la répartition des incertitudes en modélisation pluie-débit. Cette question est importante pour deux raisons. La première est que les résultats sur la nature et la répartition des incertitudes permettent d'identifier quels sont les points limitant la qualité des modélisations et/ou pour lesquels des progrès peuvent encore être réalisés (par exemple, si la principale source d'incertitude apparaît être liée à la structure du modèle, c'est sur l'amélioration de cette structure que l'effort doit principalement porter). La question des incertitudes est également importante car elle permet d'associer des intervalles de confiance aux simulations ou prévisions qui sont proposées, ce qui peut avoir un impact à la fois sur la façon dont celles-ci vont être interprétées (Bernier, 2003; Garçon *et al.*, 2003; Collier, 2007) [2, 3] et également sur la façon dont une plus ou moins grande confiance va être accordée à l'ensemble du processus de simulation ou de prévision (Houdant, 2004).

La méconnaissance de la pluie précipitée La question de l'estimation de la quantité de pluie précipitée sur un bassin versant reste mal résolue à ce jour. En effet, les réseaux sol de pluvio-

1. Dont peuvent faire partie les observations aberrantes (horsains – *« outliers »* en anglais) évoqués par Andréassian *et al.* (2007).

2. *« La connaissance de ces incertitudes est indispensable à une prise de décision efficace »* (Garçon *et al.*, 2003).

3. *« The way in which we present uncertainty to users is key to providing better flash flood warnings »* (Collier, 2007).

mètres échantillonnent un phénomène largement variable et l'obtention d'estimations quantitatives à partir des méthodes de télédétection (radar, satellite, GPS) reste difficile pour l'instant. Pourtant, l'incertitude sur les précipitations en entrée des modèles est souvent incriminée pour expliquer les erreurs de modélisation (Collier, 2007; Andréassian *et al.*, 2007). Proposer une méthodologie pour évaluer l'impact de ces incertitudes est donc une question scientifique importante. Les résultats d'une étude sur le rôle des incertitudes de précipitations dans les résultats de modélisations peuvent, quant à eux, avoir des répercussions scientifiques (augmentation ou diminution du nombre de travaux sur la mesure de la pluie avec le radar, les satellites, etc.) et opérationnelles (renforcement des réseaux pluviométriques, meilleure confiance accordée aux modèles s'il est avéré que les erreurs viennent en grande partie de l'information pluviométrique).

La contribution apportée par ce travail C'est dans ce contexte que le présent travail de thèse a été entrepris pour apporter une contribution à ces problématiques scientifiques et opérationnelles complexes.
Conformément aux recommandations d'Andréassian *et al.* (2007), ce travail propose d'évaluer des outils de modélisation selon des méthodologies cohérentes avec les problématiques opérationnelles [1] et à partir de données opérationnelles. Le bassin de la Loire supérieure est un cas d'application propice à cet exercice car il comporte à la fois des réseaux de mesure opérationnels [2] mais également des enjeux opérationnels [3] et des services opérationnels intéressés par cette démarche. Démarche qui permet néanmoins d'apporter une pierre à une problématique scientifique plus large, celle de l'évaluation des outils de modélisation à des fins prévisionnelles [4].
Après un travail de collecte, de traitement et surtout de critique des données recueillies, différents types de modèles globaux [5] ont été mis en œuvre et évalués, tout d'abord selon une méthodologie classiquement utilisée par les modélisateurs, puis à l'aide d'analyses complémentaires. Ceci permet de mettre en avant l'intérêt d'un type de modèles (les modèles conceptuels) parmi ceux testés sur ces bassins. Ces modèles conceptuels sont ensuite testés en simulation selon des critères de qualité des prévisions, avancés par les opérationnels. Cette évaluation spécifique met en avant des résultats parfois modestes. La littérature suggère souvent que les incertitudes de modélisation sont issues d'incertitudes sur la donnée d'entrée, c'est-à-dire la quantité de pluie précipitée. Afin de vérifier cette affirmation, nous avons proposé une démarche peu utilisée consistant à s'appuyer sur les outils géostatistiques pour évaluer les incertitudes d'estimation de la pluie en entrée des modèles. La dépendance temporelle des erreurs d'estimation a été mise en évidence et prise en compte, ce qui est rare dans les études d'impact des incertitudes de précipitations sur la simulation des débits. Ce modèle d'erreur a ensuite été utilisé afin de propager ces incertitudes dans le modèle hydrologique via des simulations de Monte-Carlo.

1. Notamment d'après des critères d'évaluation mis en avant par les opérationnels et pour une utilisation opérationnelle (le cas des incertitudes sur les sorties).

2. Certaines de ces données n'ayant encore jamais fait l'objet de travaux scientifiques de recherche.

3. Vulnérabilité présente notamment autour de l'agglomération du Puy-en-Velay ; ouvrages hydroélectriques (EDF) sur les parties les plus à l'amont ; et ouvrages de gestion des crues et des étiages à l'aval direct de ce bassin.

4. Et une petite pierre (un caillou ?) à celle de la prévision des crues rapides.

5. L'intérêt des modèles globaux du point de vue opérationnel a été mis en avant par Garçon (1999).

Construction de ce document

Ce manuscrit est construit en neuf chapitres présentés sous la forme de trois parties auxquelles un dernier chapitre est ajouté, en ouverture.

La première partie présente le contexte de cette étude.

Le premier chapitre pose le cadre de la prévision des crues rapides : les particularités des crues rapides, les difficultés rencontrées pour les prévoir et les solutions adoptées ou préconisées par la littérature scientifique.
Le second chapitre présente la zone d'étude de ce travail, le bassin versant de la Loire supérieure et son hydrologie, propice à des crues variées et parfois violentes.
Le troisième chapitre décrit les réseaux de mesure utilisés et fournit les principaux éléments du travail de critique de données qui a été réalisé. On retiendra que les données sont relativement nombreuses, mais imparfaites.
Le quatrième chapitre rend compte de la façon dont ont été sélectionnés les événements pluie-débit sur lesquels est basée cette étude. Il s'agit d'événements pouvant mettre à l'épreuve les outils de prévision pluie-débit car fortement variables dans leurs caractéristiques de relation pluie-débit.

La seconde partie est consacrée à l'évaluation de modèles globaux conceptuels pour la prévision des crues rapides.

La question à laquelle s'intéresse cette partie est l'évaluation de l'intérêt des modèles pluie-débit globaux conceptuels pour la prévision des crues sur les petits bassins amont. Pour répondre à la question sous-jacente de la méthodologie d'évaluation, deux démarches différentes ont été proposées.
Dans le cinquième chapitre sont comparés des modèles conceptuels et d'autres types de modèles globaux (modèles linéaires et réseaux de neurones artificiels) pour examiner les avantages des modèles conceptuels dans une perspective de prévision des crues.
Dans le sixième chapitre est proposée une méthode d'évaluation permettant de mieux prendre en compte les préoccupations des opérationnels concernant la qualité des modélisations des crues. Les performances des modèles conceptuels sont donc évaluées du point de vue de ces critères-là.

La troisième partie est consacrée à l'évaluation de l'impact des incertitudes d'estimation des pluies sur les modélisations pluie-débit

Pour évaluer quelle est la part de l'incertitude totale pouvant être expliquée par les incertitudes d'estimation des entrées de pluie, il est nécessaire de proposer un modèle d'erreur sur ces estimations des précipitations afin de l'utiliser ensuite pour propager ces erreurs dans les modèles pluie-débit.
Dans le septième chapitre, nous proposons et validons un modèle d'erreur sur l'estimation des lames d'eau horaires ayant touché le bassin. Les avantages de ce modèle sont de permettre une prise en compte explicite des erreurs d'estimation et d'être « réaliste » vis-à-vis des données utilisées.
Dans le huitième chapitre, une dépendance temporelle de ces erreurs d'estimation est identifiée et un modèle permettant de la prendre en compte est calibré et validé.
Dans le neuvième chapitre, des simulations de Monte-Carlo basées sur le modèle d'erreur construit au cours des deux chapitres précédents sont utilisées afin de propager ces erreurs à travers des modèles pluie-débit et d'en évaluer l'impact.

Le dixième chapitre est proposé en ouverture par rapport à la problématique traitée jusqu'alors. Il s'intéresse à la mise en œuvre et l'évaluation, sur un des bassins de la Loire supérieure, d'une chaine opérationnelle de prévision hydrométéorologique existante dont le but est de permettre des délais d'anticipation supérieurs à ceux de la prévision hydrologique. Ceci revient à prendre en compte non plus l'incertitude sur la lame d'eau calculée, mais celle sur les précipitations prévues.

Organisation générale

Dans le corps du texte sont présentées les informations nécessaires à la bonne compréhension de la démarche, c'est-à-dire les éléments permettant de suivre le cheminement de la recherche et d'en connaître les principaux résultats. Afin de faciliter la lecture, ont été mis en annexe les éléments théoriques ou bibliographiques parfois indispensables pour étayer la réflexion. Plusieurs études préliminaires ou complémentaires ont été réalisées, plusieurs portes ont été ouvertes au cours de ce cheminement : elles sont également laissées en annexe afin de rester à la disposition de toute personne intéressée. Ainsi, au lecteur exhaustif de ce travail, malgré nos efforts pour signaler les renvois et relations entre le corps du document et ses annexes, la lecture sera probablement un peu ardue. Qu'il veuille bien nous en excuser.

> *« Quant au reste le livre est écrit sur des plans multiples [...]. On peut le lire comme une simple histoire où l'on peut sauter des pages si l'on veut [...]. »*
> Malcom Lowry, *Choix de lettres*, Paris, Denoël, 1968, pp.86-87

APRÈS L'INONDATION

Lasse d'avoir battu le granit, le basalte,
D'avoir porté partout le ravage, et la mort,
La Loire maintenant semble faire une halte,
Sur son lit de galets, fatiguée, elle dort.

Elle dort sans souci des cadavres en loques
Que, dans les prés voisins, hier elle a rejetés,
Elle n'entendra pas les sanglots, les cris rauques
Que les fils des défunts aux échos ont jetés.

Elle dort comme un ogre après un bon repas ;
Ouragans et tonnere, oh, ne l'éveillez pas !
Rien ne l'arrêterait dans sa course fougueuse !

Humains, ne l'approchez que pendant son sommeil,
Car elle happerait dans sa vague boueuse
Ceux qui seraient près d'elle à son violent réveil.

Paul GIROLLET, *La Haute-Loire*, 18 octobre 1907

Première partie

Contexte & données

1 Quelques éléments sur la prévision des crues rapides

Sommaire

Introduction **13**
1.1 Définitions **14**
1.1.1 Les crues rapides ou éclair : une définition un peu floue 14
1.1.2 La prévision des crues 17
1.2 Les outils de prévision **18**
1.2.1 Les différents outils 18
1.2.2 Le choix des outils 20
1.2.3 Les informations utilisées pour la prévision des crues 21
Synthèse du chapitre **24**

Introduction

Ce premier chapitre a pour but de présenter le contexte général de cette recherche, à savoir la définition de la prévision des crues, ce sur quoi elle porte (les crues rapides), et les outils qui pourraient être — ou qui sont — utilisés.

1.1 Définitions

1.1.1 Les crues rapides ou éclair : une définition un peu floue

1.1.1.1 Des crues éclair…

Caractéristiques des crues éclair Les *« crues éclair »* sont nommées ainsi pour traduire leur rapidité extrême. Nous avons rassemblé ci-dessous les principales caractéristiques des crues éclair relevées dans la littérature scientifique (IAHS-UNESCO-WMO (1974); WMO (1994); Montz & Gruntfest (2002); Estupina Borrell *et al.* (2005), entre autres) :

- elles surviennent de manière soudaine, sont difficiles à prévoir et laissent un très faible temps disponible pour alerter les populations ;
- elles évoluent très rapidement ; la vitesse de montée des eaux peut être de plusieurs mètres par heure ;
- elles sont provoquées par des pluies fortes ou intenses, par des pluies diluviennes ;
- elles sont caractérisées par la rapidité des eaux (pouvant atteindre plusieurs mètres par seconde), par l'importance des débits en rivière, par un débit de pointe très élevé ;
- elles sont généralement violentes et rares ;
- elles menacent fortement à la fois les vies humaines (dans les pays tempérés, il s'agit d'un des risques naturels les plus meurtriers et elles menacent également les propriétés et infrastuctures sur lesquelles elles peuvent provoquer de sévères dégâts (ces dégâts servant d'ailleurs parfois à caractériser les crues éclair) ;
- l'extension spatiale des orages qui les provoquent est en général assez réduite et en tout cas bien plus limitée que celle des dégâts engendrés ;
- elles sont souvent associées à d'autres événements tels que des coulées de boues ;
- elles sont généralement associées à une région géographique particulière.

Ces quelques aspects qualitatifs permettent de mieux situer ce que sont les crues éclair – notamment leurs échelles spatiales et temporelles très réduites ainsi que les nombreux dégâts qu'elles occasionnent [1] – et de comprendre l'intérêt qu'il y a à mieux connaître et anticiper ces événements.

Les enjeux d'une meilleure connaissance des crues éclair Les échelles temporelles et spatiales réduites des crues éclair en font un cas particulier, conduisant à des situations relativement différentes de celles des études de crues plus larges. Ceci a plusieurs conséquences.
La première est que les **observations** sont plus difficiles à acquérir dans le cas des crues éclair : les réseaux de mesure au sol, souvent établis pour des crues plus classiques, ne sont en général pas du tout adaptés pour pouvoir mesurer (pluie ou débit) les crues éclair (densité insuffisante des mesures pluviographiques, absence de mesure des hauteurs d'eau sur le bassin concerné (bassin non jaugé), extrapolation excessive de la courbe de tarage, etc.) (Montz & Gruntfest, 2002). Néanmoins, dans certains cas, les aspects de mesure sont améliorés à travers l'utilisation de certains éléments tels que la télétransmission des informations permettant un suivi en temps réel [2] et/ou l'utilisation des images radar [3] permettant de localiser les événements orageux.

1. *cf.* annexe A.5 page 400.

2. Pourvu que les stations de mesures soient situées dans une région concernée par une crue éclair : celles-ci se produisent en général sur de petits cours d'eau sur lesquels il n'y a pas toujours de station limnigraphique et ont pour origine des événement pluvieux dont l'extension spatiale peut être bien inférieure à la résolution du réseau de mesure de la pluie.

3. Mais les images radar nécessitent en général d'être recalibrées sur des mesures au sol : comment faire, lorsqu'aucun pluviographe n'a pu capter une partie de l'épisode orageux ?

Le second impact se situe au niveau de la **connaissance**. Alors que la formation des crues *« classiques »* est étudiée depuis de nombreuses années, ce n'est pas le cas de celle des crues *« éclair »*. Certaines questions restent encore ouvertes, notamment celles de savoir (i) quel est le processus dominant produisant des crues à partir de pluies extrêmes et (ii) quelles sont les spécificités et la nature du comportement habituel de ces bassins sous de telles conditions. Ces interrogations ont conduit à des travaux de recherche sur les processus avec des expérimentations sur le terrain ainsi qu'à des travaux de modélisation numérique dont le but est de reproduire ces processus (Esclaffer, 2003, 2008; Weill, 2007).
Ces deux aspects, connaissance insuffisante des processus hydrologiques de formation de ces crues et vision lacunaire des événements à travers des réseaux de mesure pas complètement adaptés, ont conduit à des travaux de recherche tendant à privilégier les analyses de type *« retour d'expériences »* qui permettent de mieux connaître certains événements particuliers ayant eu lieu récemment, notamment à travers les indices laissés sur le terrain et les témoignages des riverains. Aujourd'hui, pour quelques événements de crues éclair particulièrement marquants, il existe des analyses ou descriptions à la fois de la situation météorologique (Fillod, 1980; Benech *et al.*, 1993; Sénési *et al.*, 1996; Smith *et al.*, 1996; Ducrocq *et al.*, 2003) mais aussi de l'hydrologie de ces événements (Staron, 1981; Ogden *et al.*, 2000; Gaume & Livet, 1999; Gaume *et al.*, 2000; Gaume, 2001; Gaume *et al.*, 2002, 2004; Delrieu *et al.*, 2005; Borga, 2006; Le Lay & Saulnier, 2007) – voire même de l'interaction de ces deux aspects (Delrieu *et al.*, 2005; Hicks *et al.*, 2005; Chancibault *et al.*, 2006). Des auteurs ont également tenté de rechercher des composantes communes à travers l'analyse de différents épisodes (Belmonte & Beltran, 2001; Milelli *et al.*, 2006) ou en travaillant sur les caractéristiques de périodes de retour (Alcoverro *et al.*, 1999; Rico *et al.*, 2001; Norbiato *et al.*, 2007).
Un autre impact de ces différences d'échelles temporelles et spatiales est que les méthodes de **prévision** des crues mises au point pour le cas des crues *« classiques »* ne sont pas toujours bien adaptées au cas des crues *« éclair »* (Anquetin *et al.*, 2004).

La question de la définition Si le terme *« crue éclair »* est largement utilisé dans la littérature scientifique pour qualifier des crues un peu particulières, possédant une ou plusieurs des caractéristiques décrites précédemment, la question de la définition de ce terme est la source de réponses variées – voire parfois assez différentes. Dans un certain nombre d'articles, aucune définition quantitative n'est donnée pour ce terme de *« crues éclair »* et sont uniquement évoqués les aspects qualitatifs cités ci-avant.
La définition des *« crues éclair »* a en fait évolué avec le temps (Meon, 2006). La définition proposée initialement lors d'une des premières conférences sur les crues éclair se limitait à : des crues de courtes durées avec une valeur du pic de crue très élevée, produites par des orages, en général sur une aire très limitée (IAHS-UNESCO-WMO, 1974). En parallèle le service de prévision américain (U.S. National Weather Service) proposait à la fois une définition plus large sur l'origine de la crue (son origine pouvant être une pluie importante mais aussi une rupture de barrage ou de digue) et une restriction sur les caractéristiques temporelles en considérant le temps de réaction : une crue qui succède de seulement quelques heures à l'événement qui l'a produite. La définition du Guide de l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO, 1994) adopte une position intermédiaire en précisant que le délai de 6 heures fait référence non pas au temps de réaction mais au temps de concentration et réaffirme que les crues éclair ont pour origine une pluie intense[1]. Depuis, des définitions très variables sont rencontrées d'un lieu à l'autre, le plus

1. *« Sur les petits bassins versants à réponse rapide, ayant un temps de concentration inférieur à 6 heures, une pluie intense peut provoquer une crue éclair. (. . .) Les procédés de prévision des crues utilisés sur les grands cours*

souvent en référence aux échelles spatiale et temporelle de déploiement de la crue et de la pluie qui l'a générée. Par exemple, Collier (2007) rapporte qu'au Royaume-Uni, les caractéristiques des crues éclair sont un temps de montée de la crue inférieur à 3 heures sur des bassins de 5 à 10 km^2 alors qu'aux États-Unis [1], on considère un temps de montée de 6 heures pour des bassins de 400 km^2.
Ainsi les caractéristiques quantitatives permettant de définir une crue éclair restent relativement variables [2]. Ce problème de définition peut poser des difficultés lors de l'étude de ces crues [3] (Montz & Gruntfest, 2002; Estupina Borrell *et al.*, 2005).

1.1.1.2 ...aux crues rapides

La nécessité d'un intermédiaire Il a été vu que des définitions des *« crues éclair »* variables d'un auteur à l'autre étaient proposées. Il a également été vu que de nombreux auteurs se limitent à une définition qualitative des *« crues éclair »*. Il semble également que le terme soit parfois utilisé hors de son cadre de définition pour décrire un événement particulièrement intense ou marquant (*cf.* par exemple Montz & Gruntfest (2002)). Ainsi le terme est parfois utilisé dans un sens très restrictif, parfois dans un sens plus large pouvant nuire à sa définition. La raison de cet usage « abusif » [4] peut provenir d'un manque de nuance pour qualifier une crue qui ne correspond pas tout à fait à une crue *« éclair »* du point de vue de ces caractéristiques, et pourtant très éloignée (bien plus) des crues plus classiques, plus lentes, sur de grands ou très grands bassins versants.

Le choix d'un intermédiaire En France, le terme *« crue éclair »* est surtout utilisé par les scientifiques – davantage en relation avec la littérature anglophone et le terme de *« flash flood »*. Les ingénieurs, les géographes, les opérationnels parlent souvent plutôt de *« crue torrentielle »*, *« crue méditerranéenne »*, *« crue cévenole »* (Duband *et al.*, 1988; Cosandey, 1994) traduisant ainsi soit le caractère de l'écoulement, soit la situation géographique, soit l'origine de la crue. Il nous semble que tous ces termes cherchent surtout à traduire une rapidité de formation et d'évolution de la crue. Nous proposons donc d'utiliser – tout au moins pour la présente recherche – le terme *« crue rapide »*, à la fois moins restrictif que les termes proposés précédemment, mais en même temps suffisamment précis pour éviter la confusion avec les crues plus lentes et pour proposer un intermédiaire entre la crue *« éclair »* et la crue *« classique »*.

---

d'eau ne permettent pas de fournir une prévision avec un délai suffisant pour être efficace. En outre, l'estimation de la crue est rendue très difficile par la grande variabilité spatiale et temporelle des pluies intenses qui sont à l'origine des crues éclair. », WMO (1994).

1. Reed *et al.* (2007) rapportent que le National Weather Service a proposé la définition suivante en 2002 : une crue éclair est une crue qui survient dans les six heures qui suivent l'événement qui l'a provoquée ; ils rapportent également qu'un auteur suggère que les pluies provoquant des crues éclair surviennent dans des bassins de taille inférieure à 260 km^2.

2. Samuels (2004) propose de définir les crues éclair comme des crues pouvant faire des dégâts en un point particulier du bassin versant et dont le temps de développement depuis l'amont n'est pas suffisant pour mettre en œuvre des alertes et des mesures de défense contre la crue ou pour l'atténuer avant son arrivée au point vulnérable. Cette définition passe donc d'un état *« statique »* à une valeur plus *« dynamique »* qui peut varier selon les bassins.

3. *« Il est possible de trouver dans la littérature plusieurs définitions des crues éclair. Le seul critère de définition commun à tous ces auteurs est leur apparition et leur évolution soudaines (réponse hydrologique rapide, temps de montée de crue rapide, violence). D'autres critères reviennent souvent, (...) mais pas de façon systématique, comme les pluies diluviennes qui en sont à l'origine, l'importance des débits dans les rivières, leur localisation géographique, les difficultés à les prévoir (et éventuellement les dégâts qu'elles engendrent). Dans tous les cas, l'aspect exclusivement qualitatif et non exhaustif de ces définitions, ainsi que le fait de ne caractériser ces crues qu'à travers leurs évolutions et leurs conséquences, laissent entrevoir les difficultés auxquelles on est confronté lorsque l'on envisage de les étudier. »*, Estupina Borrell *et al.* (2005).

4. S'il est considéré que les définitions quantitatives les plus récentes sont acceptées.

La définition des crues rapides Il n'existe pas, à notre connaissance, dans la littérature scientifique, de définition de ce terme : *« crue rapide »*. La définition proposée dans le cadre de cette étude est la suivante : une formation et une évolution rapide de la crue, avec des temps caractéristiques (temps de réponse, temps de montée, temps de concentration, temps de propagation) inférieurs à 24 heures. Selon cette définition, les crues *« éclair »* sont donc un cas particulier des crues rapides [1], et ce qui a été vu précédemment sur les enjeux de leur connaissance reste avéré – mais dans une moindre mesure – lorsqu'il s'agit de crues rapides non-éclair.

1.1.2 La prévision des crues

1.1.2.1 Un peu de sémantique

La prévision Le terme *« prévision »* recouvre à la fois l'objet (le résultat), la méthode (l'ensemble des techniques cherchant à réduire l'incertitude liée à la non connaissance du futur) et l'action (le fait de faire la prévision) [2]. Ces différentes significations sont fréquemment utilisées sans distinction.

La prévision des crues Qu'est-ce que la *« prévision des crues »* ?
Il est possible de prévoir un débit (ou une variation de débit), une hauteur (ou une variation de hauteur), un volume (idem), une occurrence de dépassement d'un seuil donné, une vitesse de propagation d'un pic de crue, une date à laquelle une zone donnée va être inondée... Mais une crue ?
Étymologiquement une *« crue »* est une montée des eaux [3]. Prévoir, sans référence à une valeur donnée, une montée des eaux ne doit pas être si difficile, les eaux d'un cours d'eau n'ayant en fait que trois possibilités : monter, baisser, ou rester au même niveau !
Quand le terme *« prévision de crue »* est utilisé, il implique implicitement l'utilisation d'une *variable intermédiaire* quantitative à travers laquelle la crue est regardée ; par exemple les variables hydrologiques précédemment citées : débits, hauteurs d'eau, volumes, etc.

1.1.2.2 Les éléments de la prévision des crues

Ainsi la *« prévision des crues »* est l'ensemble de méthodes ou techniques permettant de prévoir les crues, c'est-à-dire les données et les modèles utilisés, la forme sous laquelle le résultat est donné. Et la *« prévision de la variable intermédiaire permettant de représenter la crue »* est l'estimation (le fait d'estimer et la valeur estimée) à l'instant t de la valeur que va prendre cette variable à un temps ultérieur $t + \Delta t$, permettant ainsi son anticipation.

Les horizons de prévision Δt est alors appelé l'*horizon de prévision*, c'est-à-dire l'intervalle de temps séparant l'instant présent et celui pour lequel est réalisée la prévision. En fonction de la valeur de cet horizon de prévision, et du type de prévision, il est possible de qualifier cette dernière.

1. L'utilisation de la notion de *« crue rapide »* nous permet ainsi d'éviter d'utiliser, pour certains bassins, pour certaines crues, hors de son cadre de définition – bien que ce cadre soit, comme on l'a vu, assez variable – le terme *« crue éclair. »*

2. Ainsi, grâce aux progrès de la *prévision* météorologique (les méthodes), la météorologie nationale, dont une des fonctions est la *prévision* du temps (l'action), peut annoncer une *prévision* de 100 mm de pluie pour la journée à venir (le résultat).

3. Le mot *« crue »* est issu du verbe *« croître »*.

Ainsi, en ce qui concerne la prévision de variables hydrologiques (débits, hauteurs ou volumes), les durées correspondantes à ces différents horizons de prévision peuvent être :

- quelques dizaines de minutes jusqu'à 1 ou 2 heures pour la prévision à très court terme (également appelée *prévision immédiate*, *« nowcasting »* en anglais),
- quelques heures à quelques jours pour la prévision à court terme,
- quelques semaines pour la prévision à moyen terme,
- quelques mois ou années pour la prévision à long terme,
- plusieurs années ou dizaines d'années pour la prévision à très long terme.

Les horizons de prévision qui concernent classiquement la prévision des crues sont le court terme et le très court terme, c'est-à-dire de quelques minutes à quelques jours.

Les variables cibles de la prévision des crues Les éléments pouvant intéresser plus particulièrement les utilisateurs d'outils de prévision des crues et les personnes devant prendre des décisions en lien avec la *« menace »* d'une crue sont :

- la valeur (en hauteur ou en débit) et la date (heure) du **maximum** de la crue ;
- le **volume** total de la crue (typiquement pour la gestion des ouvrages hydrauliques ou pour la propagation hydraulique) ;
- les **dépassements de valeurs seuils** : le fait que soient dépassées des valeurs seuils de hauteurs, de débits, de volumes correspondant soit à une modification du type de mise en garde pour le public et le fonctionnement des services de l'Etat (vigilance, pré-alerte, alerte), soit à une augmentation du risque à prendre en compte (débordement du lit mineur, coupures du réseau routier, habitations touchées par les eaux, etc) ; ainsi que les **dates et heures de dépassement** de ces valeurs seuils ;
- la **pente de la montée de crue** ;
- la vitesse de propagation de la pointe de l'onde de crue le long du cours d'eau ; la concommittance des crues des différents affluents ;
- l'extension des **superficies inondées** et leur variation dans le temps et dans l'espace ;
- les **influences** d'éléments non pris en compte de manière explicite habituellement : marée de tempête (si la prévision doit être réalisée à proximité d'une embouchure), de débris flottants ou d'embâcles de glace ; l'influence des réservoirs ou des ouvertures de vannes sur les propagations des ondes de crue, l'influence de la neige.

1.2 Les outils de prévision

1.2.1 Les différents outils

Avant tout, il est nécessaire d'avoir à l'esprit que la prévision est un compromis entre le degré d'anticipation souhaité (échéance ou horizon de prévision) et le niveau des incertitudes associées. En effet, plus l'échéance est importante, plus la valeur prévue sera incertaine. Il est donc possible voire souhaitable d'exploiter différents types d'informations et d'outils complémentaires, que l'on choisira selon le moment auquel la prévision est réalisée, l'anticipation désirée et le niveau d'incertitude requis.

La prévision hydraulique *« débit-débit »* Pour simplifier (*cf.* FIG.1.1 page 19), la première façon de prévoir un débit à un exutoire donné, consiste à propager dans le réseau les débits mesurés à l'amont (hydraulique ou hydrodynamique), s'ils existent (*i.e.* s'ils sont mesurés) et s'ils

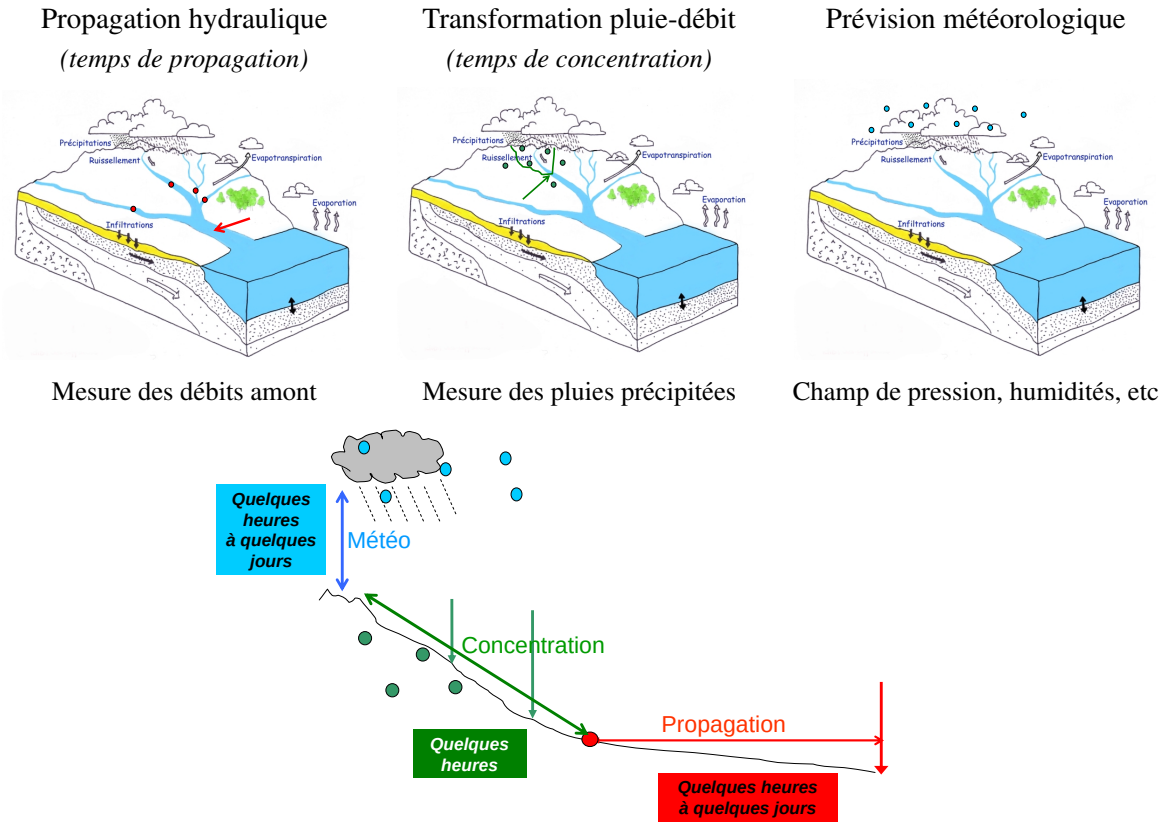


FIG. 1.1 – *Les différentes méthodes/échéances de prévisions des crues.*

sont suffisamment représentatifs (contribution des bassins intermédiaires supposée négligeable). L'échéance de prévision est le temps de parcours de la crue dans le réseau hydrographique. Cette méthode peut être utilisée avec davantage de succès lorsque les contributions des bassins intermédiaires sont faibles ou négligeables, que les bassins amont sont représentatifs et jaugés, et que les temps de propagation sont suffisants pour permettre une réponse adaptée au risque produit par la crue. Typiquement, cette démarche de prévision est bien adaptée aux grands bassins versants, pour lesquels la contribution des bassins versants intermédiaires peut parfois être négligée.

La prévision *« pluie-débit »* Une technique de prévision différente est utilisée lorsque la situation correspond, soit à un exutoire situé davantage à l'amont que dans le cas précédent pour lequel il n'existe pas de point de mesure amont, soit à un exutoire pour lequel les points de mesure situés à l'amont ne sont pas jugés suffisamment représentatifs (les apports intermédiaires contribuent pour une part importante à la formation du débit à l'exutoire), ou pour lequel les échéances de prévision débit-débit ne sont pas suffisantes pour permettre une anticipation efficace (alerte des services de secours, prise de décision, évacuation, etc). Les outils pluie-débit sont alors à privilégier car ils permettent – en théorie – d'augmenter le temps d'anticipation. Au temps de parcours de la crue entre deux points du réseau (prévision débit-débit), ils permettent d'ajouter le temps de réaction du bassin versant (prévision pluie-débit), c'est-à-dire le temps que met la crue pour se former, à partir des pluies précipitées sur le bassin versant.

La prévision météorologique La dernière situation se produit lorsque les délais de prévision des méthodes précédentes sont encore insuffisants (bassins plus petits, réactivité plus élevée, nécessité d'une plus grande anticipation) ou que l'on désire être capable de détecter suffisamment en avance

un état potentiellement dangereux. Elle consiste à baser la prévision sur la météorologie. Sur les bassins *« rapides »*, les délais d'anticipitation sont alors sensiblement plus élevés que dans le cas des situations précédentes, mais les incertitudes associées, sont elles aussi très élevées – et sans couplage avec un modèle hydrologique, seules les pluies sont prévues.

L'intérêt de la transformation pluie-débit au sein de chaînes de prévision Des couplages entre ces différentes techniques peuvent bien sûr être utilisés. Même sur de grands bassins pour lesquels des méthodes de propagation hydrodynamique de l'onde de crue sont utilisées avec succès, Arduino *et al.* (2005) préconisent de se détacher de ces outils purement hydrodynamiques. Pour privilégier l'utilisation d'outils croisant les disciplines, et donc les compétences. La transformation pluie-débit, parce qu'elle utilise directement les observations (ou les prévisions) de précipitations, apparaît être un outil pertinent au potentiel efficace pour augmenter les échéances de prévision. Utilisée comme premier maillon d'une chaîne de prévision (prévision hydrologique pure ou prévision associant hydrologie et hydraulique (Lian *et al.*, 2007)), elle permet d'augmenter les échéances de prévision avec des incertitudes associées limitées. Utilisée en couplage avec des prévisions météorologiques (prévision hydrométéorologique), elle permet de valoriser les informations sur la prévision des pluies augmentant ainsi de manière cruciale (parfois plusieurs jours) l'anticipation des prévisions (Tomassetti *et al.*, 2005; Habets *et al.*, 2005; Gouweleeuw *et al.*, 2005; Bartholmes & Todini, 2005; Kobold & Sugelj, 2005). Ceci fournit un outil de « vigilance » particulièrement pertinent – même si, dans ce dernier cas, les incertitudes associées sont plus élevées. Enfin, certains modèles de prévision permettent de prendre en compte ces trois aspects : météorologie, transformation pluie-débit et écoulements dans le réseau hydrographique (Rabuffetti & Milelli, 2005; Blöschl *et al.*, 2007).

1.2.2 Le choix des outils

Le choix des outils peut être guidé par différents aspects : les habitudes, le type de bassin versant, le type de crues, etc.

L'influence historique Apparue en France au XIX^{e} siècle (Houdré, 2001), la mission d'annonce des crues – c'est-à-dire le suivi en temps réel de l'évolution de la crue – a initialement eu recours à l'hydraulique (Bachet, 1934). Sur les bassins suffisamment grands, cette approche a apporté des résultats satisfaisants. Cependant, déjà au XIX^{e} siècle, la nécessité de relier l'ampleur et le comportement des crues aux types, volumes et intensités de précipitations s'est faite ressentir, notamment par les ingénieurs des Ponts et Chaussées (par exemple Jollois (1881); Imbeaux (1892)). Depuis quelques années, l'hydrologie commence à être considérée comme une alternative à la simple *« alerte à la pluie dangereuse »* (se basant uniquement sur la météorologie) et à la propagation hydraulique [1].

L'influence du bassin versant Comme cela a déjà été évoqué, la taille et les caractéristiques du bassin versant (temps de concentration, zones de plus forte vulnérabilité) conditionnent en partie

1. Propagation hydraulique qui rencontre des difficultés dans certains cas : quand le point concerné par la prévision est situé trop à l'amont, il n'est pas possible de faire de prévision hydraulique et souvent aucune alternative n'est envisagée (constat d'échec).

le choix des outils à privilégier. Par exemple, sur les petits bassins amont montagneux ou semi-montagneux, le recours à la transformation pluie-débit peut être justifié par les éléments suivants :

- la rapidité de parcours des crues ne permet pas, une fois la crue formée (comme c'est le cas pour pouvoir propager), de prendre des décisions, de diffuser et de mettre en œuvre des mesures de sécurité avec un délai suffisant ;
- la contribution de l'ensemble du bassin ne permet pas de propager une mesure amont représentative – qui de toute façon ne laisserait pas le temps d'agir ;
- les processus hydrologiques tels que la formation des écoulements superficiels liés à la saturation des sols deviennent parfois déterminants [1] rendant inefficace la seule utilisation de la prévision météorologique ;

L'influence du type de crues rencontrées De plus, les méthodes de prévision mises au point pour le cas des crues *« classiques »* ne sont pas toujours bien adaptées au cas des crues *« éclair »* – ce qui peut également être le cas pour les crues *« rapides »*. Il est donc parfois nécessaire d'utiliser des outils spécifiques. Par exemple, aux États-Unis, des modèles hydrologiques *« classiques »* sont utilisés pour prévoir les débits des cours d'eau, alors que la surveillance et la prévision des crues éclair sont réalisées par zone, en évaluant numériquement la quantité d'eau sur une surface nécessaire pour provoquer des crues dans les petits ruisseaux d'une aire prédéfinie [2] : quand une prévision de pluie est supérieure à cette valeur [3], les prévisionnistes s'efforcent ensuite de réaliser des prévisions de la crue (Noel & Dobur, 2003; Georgakakos, 2006; Reed *et al.*, 2007). En France, le modèle ALTHAÏR, utilisé en 2002 par le service d'annonce des crues du Gard (Bressand, 2002), utilisait un modèle intégrant la pluie radar, avec une fonction d'infiltration de Horton et d'une fonction de transfert calculée à l'aide d'un système d'information géographique (SIG). Le modèle, développé afin de pouvoir prévoir les événements les plus intenses, ne donnait de résultats corrects que sur les épisodes d'une période de retour supérieure à 10 ans. Ces deux exemples montrent à la fois, qu'il n'existe pas d'outil universel et que le choix des outils dépend de ce que l'on désire en faire ; mais il montre également que, si la prévision de la pluie est importante, elle ne peut cependant pas être utilisée sans modèle pluie-débit (permettant ici de calculer la quantité d'eau qui pourrait provoquer une crue, et/ou de prévoir l'évolution de la crue).

1.2.3 Les informations utilisées pour la prévision des crues

Davantage d'informations pour la prévision des crues ? Une définition de la *« prévision »* a été proposée en 1.1.2.1. La *« prévision »* se distingue de la *« simulation »* par le fait qu'on ne connaît pas le futur mais que l'on a accès à toutes les informations du passé récent. Si l'on veut prendre en compte des informations sur le futur, il est alors nécessaire de réaliser des scénarios : ceci est en particulier vrai pour les données de précipitations. La seconde différence est que, dans le cadre de la prévision, on s'autorise à utiliser toutes les informations disponibles à l'instant auquel la prévision est réalisée. Ce dernier point implique l'utilisation de techniques de mise à jour.

Concentration de la pluie par le bassin – et par le modèle Un débit à un instant donné est la composition, parfois complexe, de pluies précipitées à des pas de temps antérieurs. Selon les

1. Par exemple, la mauvaise prévision de la crue du 8 septembre 2005 dans l'Hérault, basée uniquement sur l'information et les outils météorologiques.

2. Cette technique a pour nom *« Flash Flood Guidance »*.

3. Samuels (2004) affirme que cette méthode de prévision par dépassement d'un seuil des prévisions quantitatives de précipitations devrait être systématisée sur les bassins du pourtour méditerranéen, plus enclins à des crues rapides, conduisant à développer des outils et des critères pour cela.

temps caractéristiques des bassins (temps de concentration, temps de réaction), le nombre de pas de temps pluvieux qui participent au débit de crue peut être plus ou moins grand ; et ceux-ci peuvent être plus ou moins éloignés dans le temps. Les toutes dernières précipitations enregistrées prennent donc, selon les caractéristiques du bassin concerné, une part plus ou moins importante à la formation du débit de crue (*cf.* FIG.1.2). En se plaçant dans une perspective de prévision, les débits futurs vont eux aussi être formés par les pluies déjà précipitées mais également par les pluies à venir. Le rapport des contributions des pluies futures par rapport aux pluies passées évolue avec les échéances de prévision : pour les premiers pas de temps prévus, le poids des pluies passées sera vraisemblablement plus important (ce qui peut permettre de faire du *« nowcasting »*), alors que pour des échéances plus longues, il va devenir progressivement négligeable (ce qui rend indispensable l'utilisation de scénarios de pluies futures).

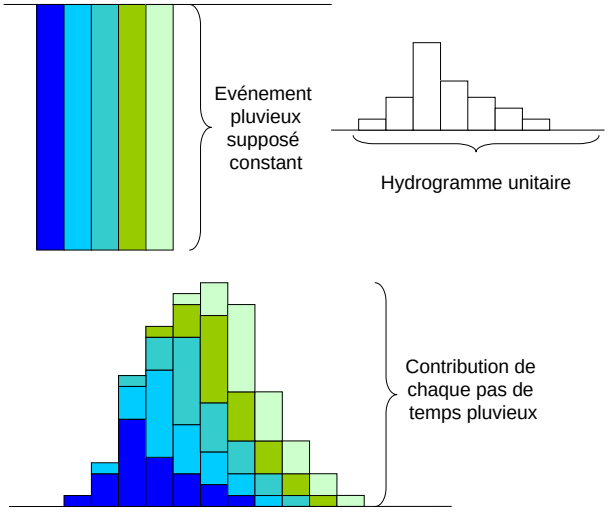


FIG. 1.2 – *Contribution des différents pas de temps de pluie à la formation des débits (d'après le cours de Ch. Obled).*

***« Nowcasting »* et prévision hydrologique** Sur les premières fractions du temps de concentration d'un bassin, le rôle de la pluie future est négligeable devant celui de la pluie passée. Si bien que, même sans information sur les pluies futures, les modèles de transformation pluie-débit peuvent proposer des prévisions de débits réalistes (par exemple sur la figure FIG.1.3, il est possible de voir que sur quelques pas de temps, tous les débits prévus se superposent quel que soit le scénario de pluie future (pluie constante de 0 à 30 mm pendant les quatre heures à venir) alors qu'ensuite, ils évoluent différemment. Utiliser ainsi les modèles, en prévision, mais sans prévision de pluie, revient à faire de la *« prévision immédiate »*, du *« nowcasting »*. Ce mode d'utilisation a pour principal inconvénient de limiter de manière importante l'horizon de prévision (qui sera une fraction du temps de concentration du bassin), mais permet aux modèles pluie-débit d'être utilisés même lorsque des scénarios de pluies ne sont pas disponibles. De plus, à des fins scientifiques, cela permet d'évaluer séparément les incertitudes liées à la transformation pluie-débit des incertitudes liées à la prévision de la pluie.

L'utilisation de scénarios de précipitations Sur l'intérêt des scénarios de précipitations [1], il est possible de citer de nombreux auteurs. D'après (Goswami *et al.*, 2005), les techniques d'analyses de séries temporelles appliquées à la prévision des précipitations peuvent être très décevantes, en

1. Une annexe est consacrée aux techniques de prévision des précipitation : annexe C.10 page 606.

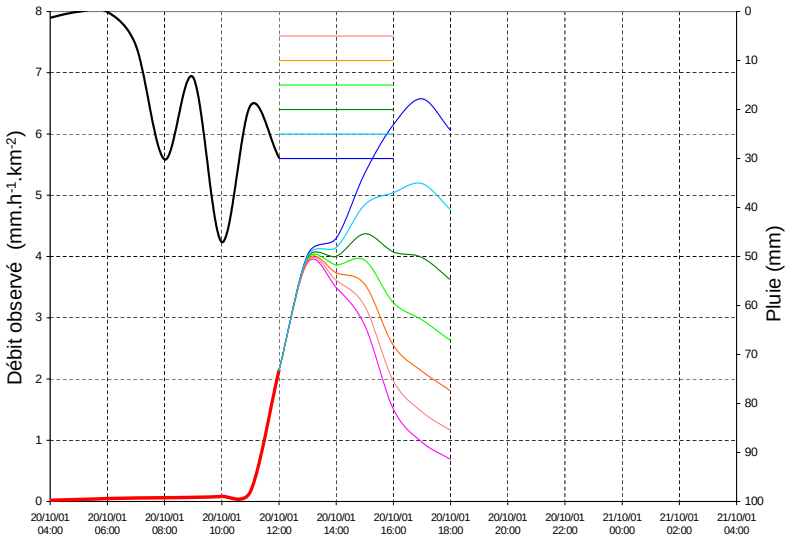


FIG. 1.3 – *Exemple de prévisions à Goudet, selon différents scénarios de précipitations futures (le temps de montée très rapide et le temps de réaction aux pluies relativement long seraient expliqués pour cette crue sur ce bassin de la Loire à Goudet par l'influence du barrage de Lapalisse.)*

particulier pour le pas de temps journalier. Pour un pas de temps horaire et couplées avec des techniques de prévision des erreurs de modélisation, Brath *et al.* (2002) obtiennent, grâce à elles, des améliorations dans les prévisions de débits. Toth *et al.* (2000) comparent un scénario de pluies futures nulles (qui revient à ne pas tenir compte des précipitations futures) et des scénarios issus de différentes techniques plus ou moins complexes : sur un bassin de temps de concentration de 10 heures environ, le fait de ne pas prendre en compte les pluies futures n'a pas d'impact durant 3 heures environ ; au delà, les performances en prévision y sont de plus en plus sensibles. De la même façon, sur la figure FIG.1.3, à Goudet, il peut être observé que le choix du scénario de pluie n'a pas d'impact pendant deux heures.

Synthèse sur les scénarios de pluie future La question du choix des scénarios de pluies futures, des échéances de prévision (de l'ordre de quelques heures, de la journée, de quelques journées ou à plus long terme (prévisions saisonnières)) dépend tout d'abord essentiellement de la disponibilité ou non des prévisions de pluies. Deux types d'échéances concernent plus particulièrement la prévision des crues rapides : (i) la prévision de l'évolution des débits à très court terme (*« nowcasting »*), c'est-à-dire essentiellement à partir des pluies déjà précipitées (on ne dispose pas de scénarios de pluies futures) et/ou de celles qui sont imminentes (exemple de la valorisation de l'information radar qui permet d'extrapoler les pluies à venir à partir des vitesses de déplacement et des formes des zones orageuses actuelles) ; (ii) la prévision à l'échéance d'une journée environ (voire un tout petit peu plus) quand des prévisions de pluie sont disponibles, ce qui peut permettre de mettre les services opérationnels en vigilance.

Les méthodes de mise à jour Les méthodes de mises à jour[1] (*« updating »*) ont pour objectif d'utiliser les dernières informations mesurées afin de corriger en temps réel différents éléments de la modélisation. Ces erreurs de modélisations c'est-à-dire les écarts entre les débits modélisés et les débits mesurés, peuvent avoir comme origine des inadéquations dans la structure du modèle, une mauvaise estimation des paramètres du modèle, des erreurs dans les données ou l'absence de relation cohérente entre les données (Kachroo & Liang, 1992). Les méthodes de mises à jour

1. Une annexe est consacrée aux techniques de mises à jour : annexe B.2 page 414.

consistent donc en une réévaluation, grâce à une information supplémentaire, de la variable sur laquelle elles portent : entrées, variables d'état, paramètres ou sorties du modèle. En général, si la technique de mise à jour est efficace, cela permet d'obtenir des prévisions plus cohérentes avec les observations.

Conclusion du chapitre

Objectifs de ce chapitre Ce chapitre avait pour objectif d'introduire les notions de crues rapides et de prévision des crues, d'en balayer les caractéristiques puis d'examiner quels sont les outils disponibles adaptés à cet objectif.

Des crues rapides Le concept de *« crues rapides »* a été proposé pour caractériser des crues plus rapides que les crues classiques, dont certaines correspondent aux définitions des *« crues éclair »* habituellement rencontrés, et d'autres sont plus en marge de ces définitions.

Analyse *a priori*sur les outils à utiliser Il a été montré que les phénomènes de crues rapides – et à plus forte raison de crues éclair – sont encore mal connus. Le cas de la prévision des crues rapides a été présenté. Il aboutit à l'utilisation de modèles pluie-débit. Pour de courtes échéances (une fraction du temps de concentration), les modèles pluie-débit utilisés seuls sont censés pouvoir fournir des informations intéressantes sur l'évolution des débits. Pour des échéances plus longues (équivalentes ou supérieures au temps de concentration du bassin), la prévision de pluie – en plus de la transformation pluie-débit – devient déterminante.

Pour ce travail Au cours de ce travail, on s'intéressera essentiellement aux performances des modèles pluie-débit sur le temps de réaction du bassin aux pluies. Celles-ci dépendent de la qualité des modèles pluie-débit et des performances des techniques de mise à jour qui leur sont éventuellement associées. A la fin de ce mémoire, et dans un souci prospectif, une chaîne de prévision couplant un modèle pluie-débit et des prévisions de pluie, permettant ainsi d'effectuer des prévisions à plus long terme, sera présentée et évaluée dans le cas de la Loire supérieure (CHAP.10).

2 La zone d'étude

Sommaire

Introduction **25**
2.1 Contexte géographique **26**
2.1.1 Description physique 26
2.1.2 Description géologique et pédologique 26
2.1.3 Hydrographie 29
2.1.4 L'Homme et son milieu 33
2.2 Contexte hydroclimatique **35**
2.2.1 Climatologie 35
2.2.2 Hydrologie 40
2.2.3 Les conditions de formation des crues rapides 41
2.2.4 Les enjeux liés à l'hydrologie 46
Synthèse du chapitre **48**

Introduction

Objectif L'objectif de ce chapitre est de présenter la zone d'étude afin de mieux connaître le forçage climatique auquel est soumis le bassin versant (*i.e.* les entrées de la transformation pluie-débit) et d'identifier les éléments susceptibles d'influencer la façon dont le bassin transforme les pluies en débit (*i.e.* la topographie, la géologie et la pédologie, l'occupation des sols) puis ceux qui contrôlent la propagation des débits (le réseau hydrographique et les ouvrages hydrauliques). Ainsi la formation de ces crues a la particularité d'être parfois très rapide et en identifier les conditions sous-jacentes est capital.

Démarche La démarche a été la suivante : dégager, à partir de la littérature, les points caractéristiques des bassins et compléter ces informations par d'autres sources, d'autres analyses.

Plan de ce chapitre Tout d'abord sont exposées les caractéristiques géographiques, permettant de mieux appréhender le contexte d'étude et jouant en même temps un rôle déterminant sur la transformation de la pluie en débit et sur l'évaluation de la vulnérabilité aux inondations. Ensuite sont présentées les particularités climatiques et hydrologiques qui sont au cœur même de la formation des crues rapides [1].

1. Il est à noter que dans cette partie, c'est l'ensemble du bassin de la Loire à Bas-en-Basset qui est présenté. Pour retrouver des informations spécifiques, bassin par bassin, se reporter à l'annexe A.2 page 300.

2.1 Contexte géographique

Sont ici décrites de manière synthétique les caractéristiques géographiques de la zone d'étude : sa situation, sa forme, sa topographie, sa pédologie et son hydrographie ainsi que la façon dont l'homme occupe ce territoire [1].

2.1.1 Description physique

La Loire avec une longueur de 1 020 km est le plus long fleuve de France. Son bassin, d'une superficie de 117 000 km^2, couvre environ $1/5^e$ du territoire français. Notre zone d'étude (*cf.* FIG.2.1 page 27) concerne la Loire supérieure, c'est-à-dire le fleuve sur la première centaine de kilomètres, de sa source en Ardèche (au Mont Gerbier de Jonc à 1 408 m NGF [2]), à sa sortie du département de la Haute-Loire (à peu près à la hauteur de Bas-en-Basset (environ 440 m), tout près de Monistrol sur Loire). Le bassin ainsi formé couvre une superficie de 3 234 km^2, soit moins de 3% de la superficie totale du bassin de la Loire. Le bassin de la Loire en amont de Bas-en-Basset se situe donc dans le sud-est du Massif Central à peu près au niveau du 45^e parallèle, à la limite entre les régions Auvergne et Rhône-Alpes, et plus précisément, à cheval sur les départements de la Haute-Loire et de l'Ardèche. Il occupe une bande de terrain orientée du sud au nord dont les dimensions sont 100 km de long pour 70 km de large.
Le fleuve prend sa source à l'extrême sud-est où le bassin forme une pointe. Il coule ensuite sur la partie occidentale du bassin pour regagner enfin la partie centrale. Son cheminement alterne la traversée de bassins (le bassin du Velay) et de gorges (par exemple celle de Retournac) ce qui peut facilement être vu à l'aide de la carte des pentes (*cf.* FIG.A.1 (page 302)). Ce bassin est décrit par Grelat (2002) dans sa thèse comme se présentant *«sous la forme de deux cuvettes symétriques, séparées par un axe montagneux sud-est/nord-ouest»* : les deux «cuvettes» étant les vallées de la Loire et du Lignon et formant des bassins sédimentaires intramontagneux à la hauteur du Puy en Velay et de Bas-en-Basset. L'axe montagneux est essentiellement constitué de la chaîne du Meygal (1438 m). L'ensemble du bassin de la Loire à Bas-en-Basset est délimité à l'est par les Monts du Vivarais dont le point culminant est le Mont Mézenc (1754 m), au Sud par les Cévennes, au sud-ouest par la chaîne volcanique du Dévès (1423 m) en limite avec le bassin de l'Allier, au Nord-Ouest par le plateau de la Chaise-Dieu et les Monts du Forez, et enfin, au nord-est, par le Massif du Pilat. Les altitudes sont comprises entre 440 m (à l'exutoire à Bas-en-Basset) et 1 753 m (au Mont Mézenc, point culminant tout à fait au sud-est du bassin). Cependant, le relief est composé en grande partie de hauts plateaux d'une altitude d'environ 1 000 m (40% de la surface est située au dessus de 1 000 m d'altitude).

2.1.2 Description géologique et pédologique

L'histoire de la formation géologique de ce site [3] a conduit à une organisation en trois unités superposées :

- Un socle ancien (environ 300 Ma (millions d'années)), granitique (granite du Velay) ou gneissique présent partout mais surtout visible aujourd'hui sur la partie nord du bassin ou à l'extrémité sud (*cf.* FIG.2.2, en rouge).

1. Une partie de cette présentation est basée sur la source suivante : `www.hautevalleedelaloire.com`.
2. Par la suite, toutes les altitudes sont notées en mètres NGF-IGN69 (Nivellement Général de la France, France métropolitaine, marégraphe de Marseille).
3. *cf.* annexe A.2.1.2, page 301.

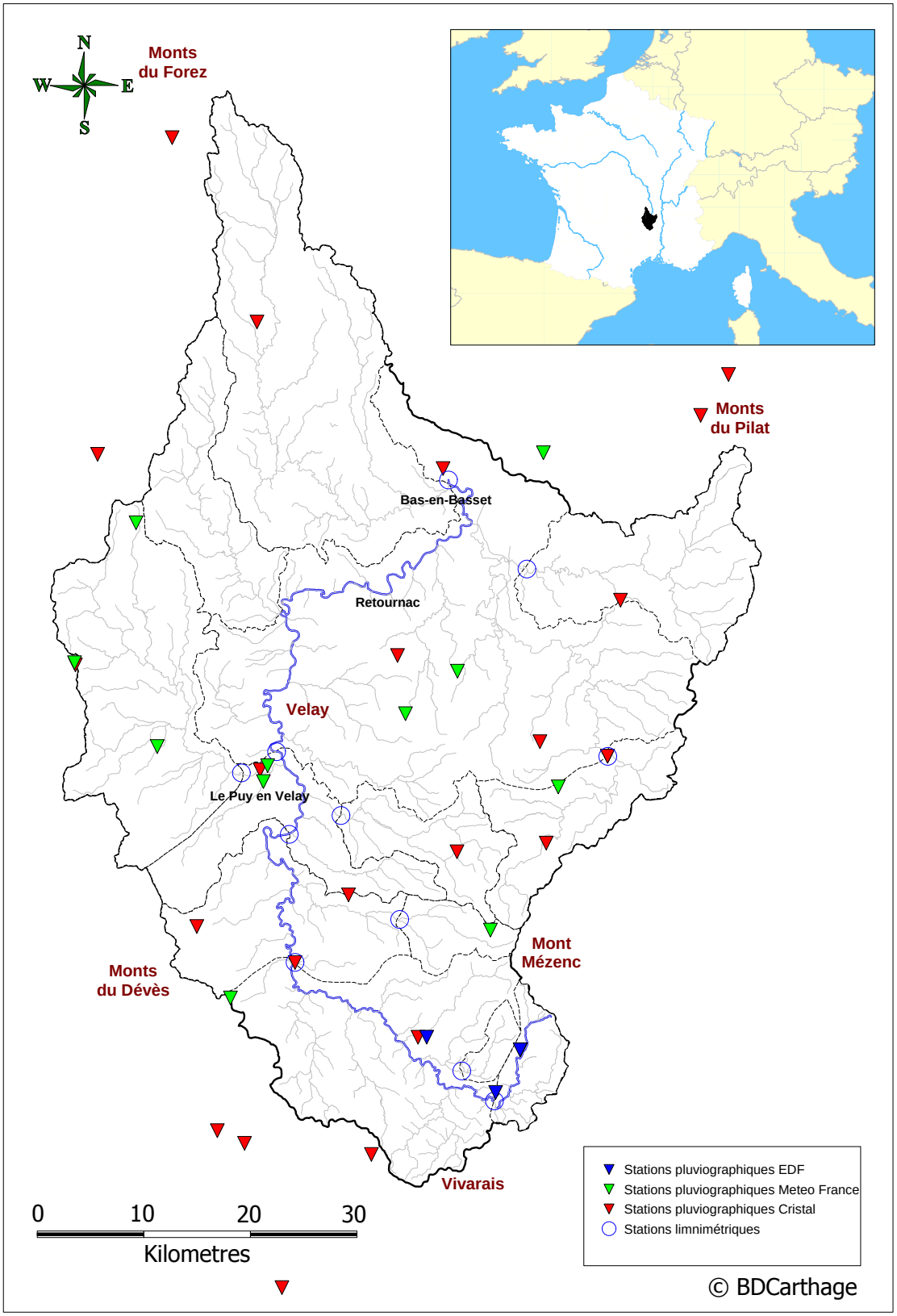


FIG. 2.1 – *Présentation du bassin de la Loire Supérieure avec l'ensemble des crêtes entourant le bassin, les principales villes ainsi que les stations de mesures utilisées.*

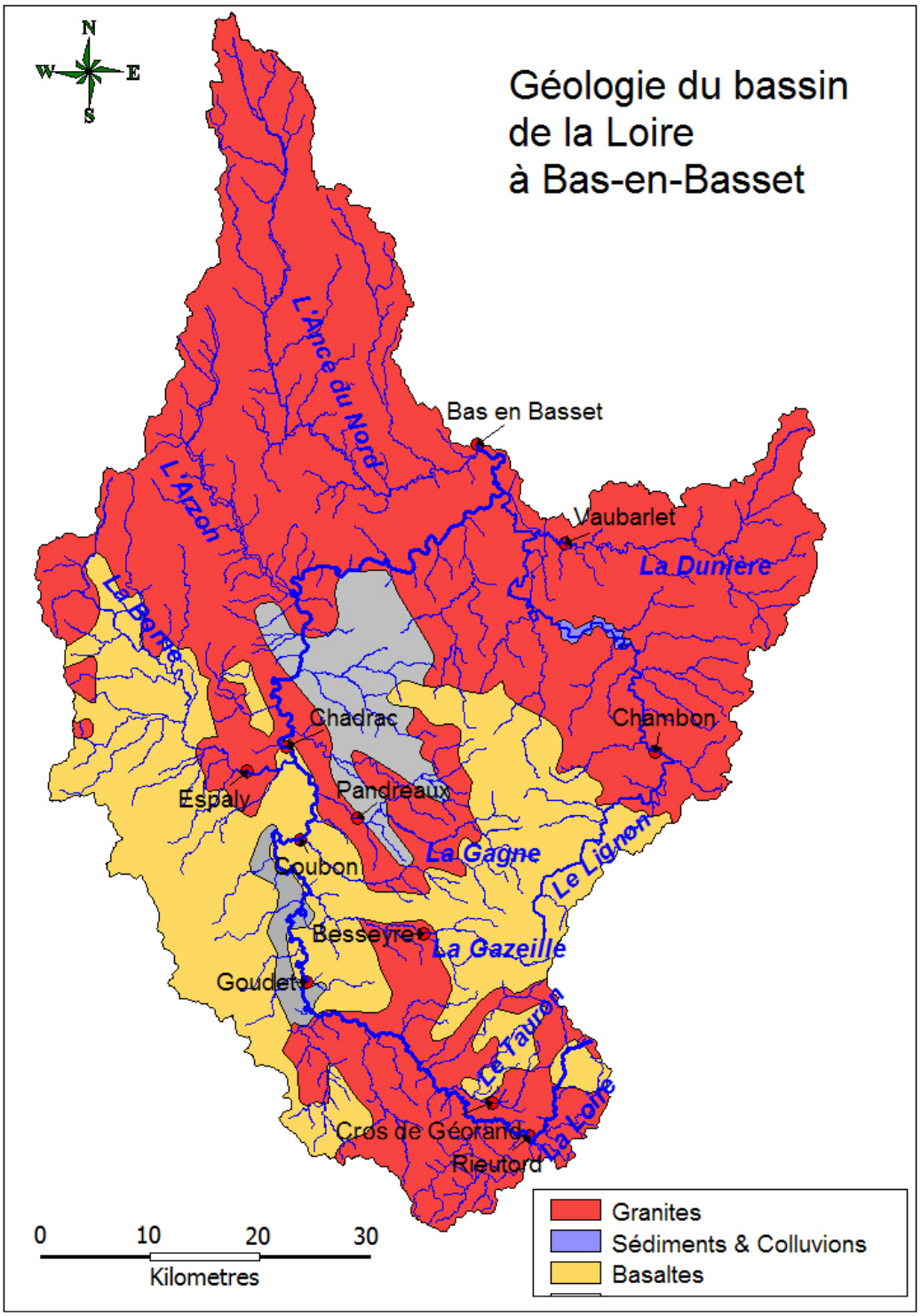


FIG. 2.2 – *Carte géologique de la Loire Supérieure : le socle granitique (en rouge) est affleurant ou couvert d'une faible couche d'altérites perméables (arènes granitiques) ; les formations volcaniques (basaltes) sont représentées en jaune tandis que les terrains sédimentaires sont représentés en vert.*

– Des formations à dominantes volcaniques (basaltes, ...) plus récentes (15-1.2 Ma) sur la partie centrale du bassin (*cf.* FIG.2.2, en jaune) : il s'agit des zones volcaniques du Meygal-Mezenc et du Devès.
– Des formations sédimentaires tertiaires couvrant une faible partie au centre du bassin, essentiellement la vallée de la Loire et la zone d'effondrement de l'Emblavès.

Le bassin de la Loire à Bas-en-Basset est ainsi composé à 64% de granits, à 27% de basaltes et à 9% de terrains sédimentaires et d'alluvions récentes[1]. Ainsi, le socle constitue partout un substratum imperméable plus ou moins masqué par une couche d'altérites perméables dont le rôle hydrologique va varier avec l'épaisseur, la granulométrie, la porosité et la pente du substratum.
Cette zone, géologiquement variée, dispose d'une morphologie constrastée. Le paysage possède un aspect relativement accidenté et tourmenté. Des parois verticales ou subverticales où la roche affleure sont souvent présentes. Des tables basaltiques s'arrêtent brutalement et forment des falaises au pied desquelles s'amoncellent des éboulis[2]. Sur la plupart des hauts-bassins, le sol est constitué de terrains perméables dont l'infiltration et par conséquent le stockage de l'eau de pluie dépendent dépendent de l'épaisseur du sol. Sur les pentes voisines des cours d'eau, un sol peu épais couvre mal le substrat cristallin. La faible qualité des sols conjuguée à la forte déclivité générale des terrains ne favorise pas une intense activité agricole dans les gorges. Au fur et à mesure que l'on se rapproche des plateaux basaltiques en rive droite ou rive gauche ou que l'on gagne les terrains sédimentaires, les pâturages apparaissent, les cultures s'installent.
Ainsi, la structure topographique, géologique et pédologique de ces bassins, – c'est-à-dire un sous-sol la plupart du temps quasiment imperméable, un sol peu profond, la présence de gorges et celle de fortes pentes à l'amont – est plutôt favorable à la genèse de ruissellement et favorise l'apparition de crues rapides.

2.1.3 Hydrographie

2.1.3.1 Présentation

En amont de Bas-en-Basset (FIG.2.3), la Loire coule selon un axe général sud-nord entre les plateaux volcaniques du Dévès en rive gauche (à l'Ouest) et le plateau d'Alleyrac en rive droite (à l'Est). La zone des têtes de bassins versants correspond à des zones de plateaux basaltiques érodés. Les affluents et les zones humides sont nombreux. Ensuite, le réseau hydrographique se concentre pour former des cours d'eau à fortes pentes et avec des écoulements rapides qui empruntent des gorges et des vallées au profil en V, au cours généralement stable; les lits de ces cours d'eau sont composés d'élements grossiers (galets et graviers), voire de blocs rocheux. Le profil en long de la Loire (FIG.2.4) permet de rendre compte des fortes pentes rencontrées dans ces hauts-bassins.
De l'amont vers l'aval, les principaux affluents de la Loire sont :

– le Gage, la Gazeille, la Laussonne et la Gagne en rive droite;
– puis la Borne et l'Arzon en rive gauche;
– le Lignon du Velay en rive droite à nouveau;
– et, enfin, juste avant l'exutoire à Bas-en-Basset, l'Ance du Nord qui arrive en rive gauche.

2.1.3.2 Les ouvrages hydrauliques

Sur cette zone d'étude, un certain nombre d'ouvrages influence le régime des cours d'eau: le complexe de Montpezat en amont de Goudet, le complexe de Lavalette-la Chapelette sur le Lignon

1. Les pourcentages indiqués sont issus de Gasowski *et al.* (1999).
2. Le paysage et la géologie de cette région sont décrits en six grandes entités en annexe A.2.1.3 page 301.

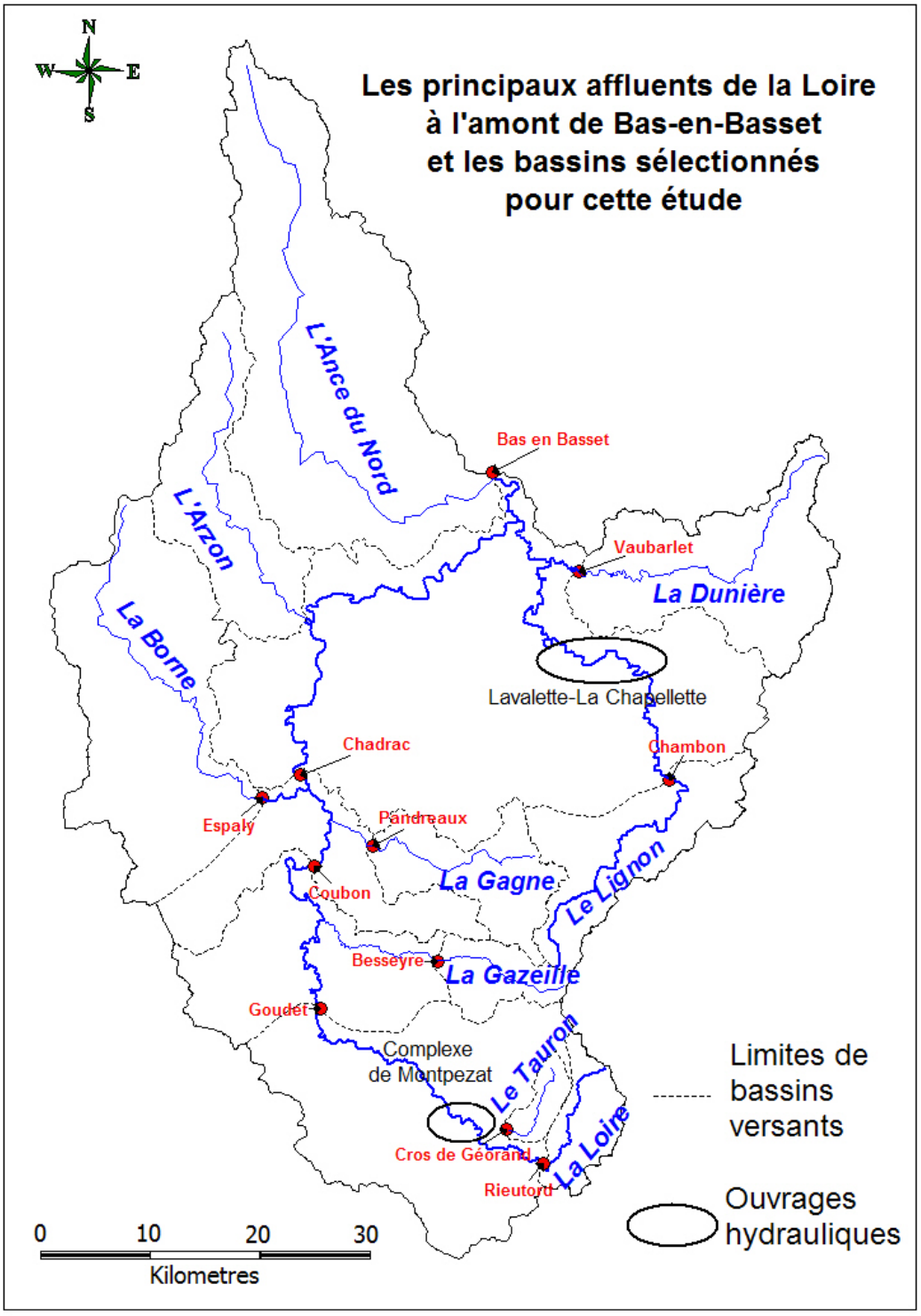


FIG. 2.3 – *Les cours d'eau du bassin de la Loire supérieure.*

aval et enfin le barrage de Grangent, à l'aval direct de Bas-en-Basset. Ces ouvrages ont un impact sur la valeur des débits en période normale et sur certaines crues : il convient donc de s'y intéresser un peu plus précisément.

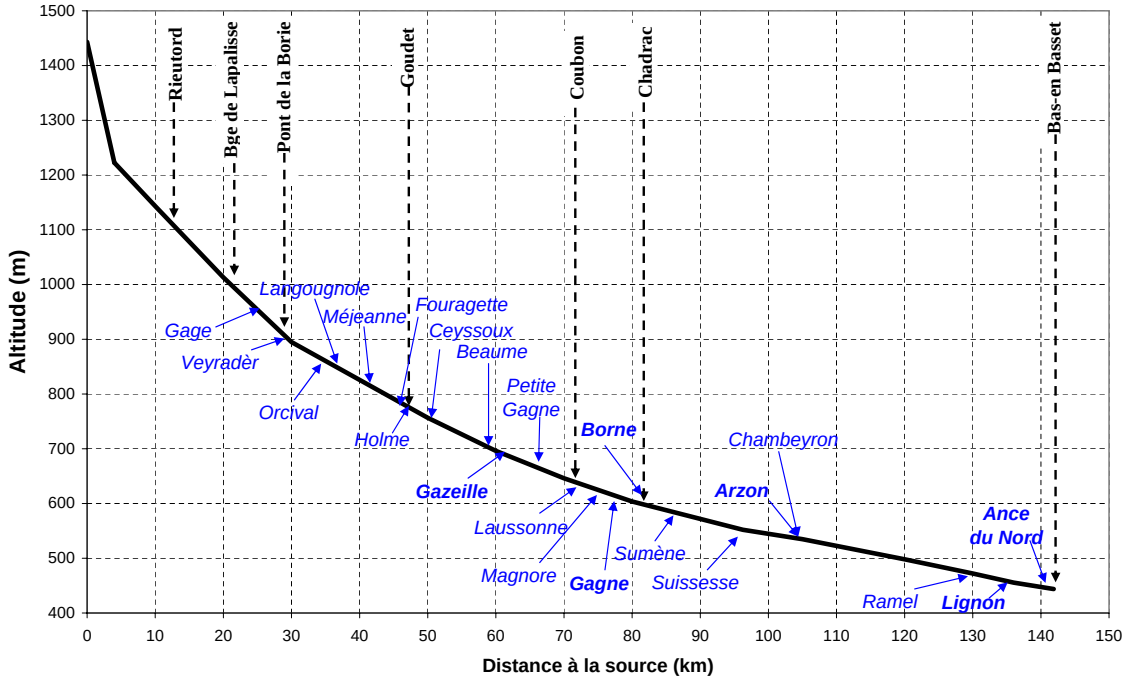


FIG. 2.4 – *Profil en long de la Loire et de ses principaux affluents.*

Sur le bassin du Lignon du Velay : le complexe de Lavalette-La Chapelette Ce complexe est composé de deux barrages et d'un système de conduites. Le barrage de Lavalette a été construit en 1914 (5 millions de m^3) puis surélevé en 1945, portant ainsi la capacité totale de la retenue à 41 millions de m^3. Il est, tout comme le barrage de la Chapelette, propriété de la ville de Saint-Etienne. Ce dernier est un bassin de compensation, concédé à EDF. Sa capacité de stockage est de 260 000 m^3. Le bassin intercepté au barrage de Lavalette a une superficie de 350 km^2.
Sur ce complexe plusieurs types d'exploitation sont réalisés.

- Une exploitation hydroélectrique par EDF. Une canalisation pouvant débiter 18 $m^3.s^{-1}$ part du barrage de Lavalette pour alimenter l'usine hydroélectrique de Versilhac (mise en eau en 1948) et se déverse ensuite dans l'ouvrage de retenue de la Chapelette. Un canal de 8 km de long pouvant débiter 7.20 $m^3.s^{-1}$ conduit l'eau au lieu-dit « Les Vendets ». C'est à partir de ce site que démarrent la conduite forcée et l'aqueduc [1].
- L'alimentation en eau potable de la Ville de Saint-Etienne et ses environs. Une conduite forcée, construite en 1972, part du barrage de Lavalette et arrive à la station de traitement de Solaure à environ 60 km, dans la banlieue de Saint-Etienne. En secours, un aqueduc de 54 km de long peut être mis en service. Il part du barrage de la Chapelette où se trouve également plusieurs prises d'eau actives : l'une pour Saint-Etienne (canal de Vendets), l'autre pour Yssingeaux (43) et une troisième prise d'eau appartenant au syndicat de Montregard.

Sur le bassin de la Loire : le complexe de Montpezat Sur la partie la plus supérieure des bassins, à travers ses quatre prises d'eau situées au niveau du barrage de La Palisse sur la Loire, du barrage de Moulin de Peyron sur le Gage, du barrage de la Grange sur la Veyradeyre et sous le lac d'Issarlès, l'aménagement hydroélectrique de Montpezat, réalisé par EDF, dérive une partie des eaux de la Loire et de ses affluents vers la plaine ardéchoise exploitant ainsi les 635 mètres de dénivelé existants, pour produire de l'électricité. Ce complexe a été mis en eau en 1954 et contrôle

1. Source : site web de la Stéphanoise des Eaux, `http://www.stephanoise-eaux.fr`.

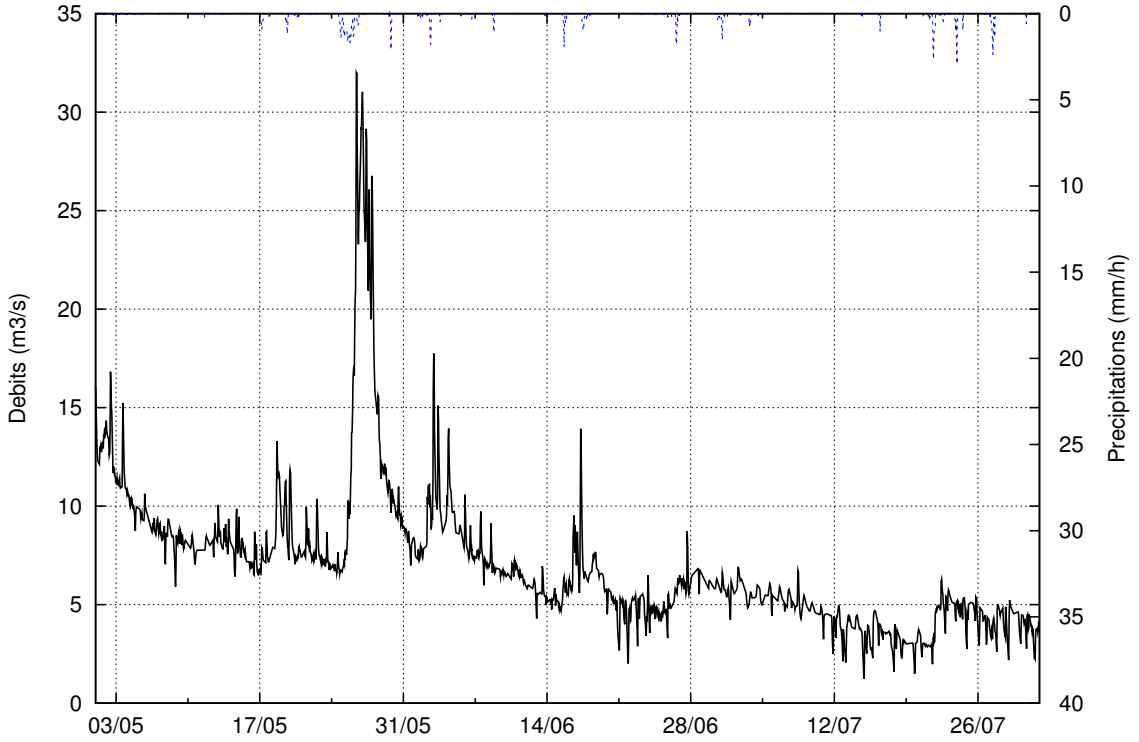


FIG. 2.5 – *Exemple d'influence des débits à Bas-en-Basset, il est possible d'observer des oscillations fréquentes dues à l'utilisation des ouvrages : lors des crues moyennes ou fortes (plus de 200 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset), cette influence disparaît.*

une partie des débits sur les 200 km^2 les plus à l'amont de la Loire (Barrage de Moulin du Peyron (Gage) 41 km^2 (3.4 Mm^3) ; barrage de La Palisse 131 km^2 (8.5 Mm^3) [1] ; lac d'Issarlès 2 km^2 (35 Mm^3) ; retenue de la Veyradère 29 km^2). Les ouvrages dérivent 6.6 m^3.s^{-1} en moyenne annuelle alors que le débit moyen interannuel naturel [2] est de 8.0 m^3.s^{-1} .
Le débit turbiné à Montpezat varie de 6 à 22 m^3.s^{-1}. Son influence est surtout marquée en automne et en hiver, périodes de hautes eaux où la demande de turbinage est élevée. L'effet sur les étiages est limité : d'un point de vue réglementaire, en étiage, le complexe de Montpezat doit être « transparent » ; à l'aval proche de la retenue, les débits caractéristiques d'étiage [3] influencés sont légèrement inférieurs au débit naturel, alors qu'à l'aval (Bas-en-Basset), le cahier des charges incite, en cas de débits faibles, à une restitution à partir de Lavalette, réhaussant ainsi les valeurs des débits caractéristiques d'étiage (Hydratec *et al.*, 2001).

Sur le bassin de la Loire : le barrage de Grangent Ce barrage est situé dans le département de la Loire (42) sur la commune de Saint-Victor, en aval de Bas-en-Basset. Il s'agit d'un barrage EDF construit en 1955-1957 et mis en service en 1957. Son volume de stockage est de 57,4 millions de m^3 pour une capacité utile de 28,6 millions de m^3. La superficie du bassin versant intercepté est de 3850 km^2. Le débit d'évacuation des crues est de 6 000 m^3.s^{-1}. Sa vocation première est la production d'électricité par EDF mais il a également d'autres fonctions : une vocation de loisirs (base nautique et baignade), de soutien à l'alimentation du canal du Forez pour l'irrigation, et de participation éventuelle à l'écrêtement des crues. En poursuivant le cours de la Loire, à l'aval du barrage de Grangent, se trouve le barrage de Villerest qui est un ouvrage d'écrêtement des crues.

1. Source : site internet www.industrie.gouv.fr.
2. Moyenne sur 52 ans, (communication personnelle qui fournit les mêmes ordres de grandeur que Valentin (1995)).
3. DC10 : débit non dépassé 10 jours par an ; et VCN30 : débit moyen sur 30 jours consécutifs les plus faibles de l'année.

Les autres aménagements En dehors des installations vues ci-dessus, un grand nombre de barrages de tailles variables contrôlent une partie des cours d'eaux de ces bassins : cela va des petits aménagements sur la Lignon amont, sur la Loire (à Brives-Charensac par exemple) ou sur l'Arzon et l'Ance du Nord (barrage de Passouira (Valentin, 1995)).

2.1.3.3 Conclusion

L'hydrographie de cette région montre des éléments caractéristiques intéressants. Le premier d'entre eux est un nombre relativement important de petits affluents amont rejoignant la Loire alors que son cours d'eau est encore très pentu. Ceci aura pour effet de favoriser des crues rapides. Le second élément est une influence anthropique relativement importante sur le régime de certains cours d'eau. Ainsi on aura à faire face à la fois à des cours d'eau presque naturels (petits affluents amont) mais aussi à des cours d'eau très influencés, notamment en période de non crue, cet effet étant réduit lorsque des crues importantes se produisent, le cours d'eau retrouvant alors son régime naturel.

2.1.4 L'Homme et son milieu

Le territoire du bassin de la Loire amont est relativement peu peuplé et la population se concentre essentiellement autour de l'agglomération du Puy-en-Velay et dans la région d'Yssingeaux, autour du développement de l'axe Le Puy-Saint-Etienne. Une seule ville, le Puy-en-Velay, comporte plus de 20 000 habitants (20 490 habitants en 2003). Les autres communes du bassin sont beaucoup mois peuplées (moins de 8 000 habitants). L'industrie est surtout présente dans le bassin du Puy-en-Velay et se développe dans l'Yssingelais. L'occupation des sols sur ces bassins est essentiellement de type rural (faible peuplement et une faible exploitation par l'Homme) : le paysage est principalement composé de forêts dont la superficie a augmenté de manière notable au cours du XX^{e} siècle, de parcelles de cultures extensives, de prairies, de landes (TAB.2.1).

Type d'utilisation	Superficie (ha)	% Superficie totale
Surface agricole utilisée (SAU)	233 982	47 %
dont surface toujours en herbe	*145 150*	*29 %*
Superficies boisées	186 100	37 %
Territoire agricole non cultivé	41 812	8 %
Territoire non agricole	38 296	8 %

TAB. 2.1 – *Utilisation des sols en 2003.* (Source : Ministère de l'Agriculture).

Pour fixer les idées, en Haute-Loire, un peu plus de 80% des communes sont à dominantes rurales, soit environ 60% de la population; la densité moyenne est de 43 hab/km^2, tandis que sur la partie ardéchoise du bassin de la Loire, elle est encore bien inférieure (*Source : INSEE*). En ce qui concerne l'activité agricole, les exploitations sont majoritairement de petite taille (en moyenne : 39 ha). Les principales productions végétales sont : le blé tendre (39%), l'orge et l'escourgeon (30%), la pomme de terre (2%). C'est-à-dire des espèces dont la consommation en eau n'est pas excessive. La production des autres céréales (dont le maïs), d'oléagineux et de betteraves industrielles reste marginale (*Source : Ministère de l'Agriculture*). Le bassin amont de la Loire est surtout une région d'élevage, souvent extensif, dont le cheptel dominant est celui des bovins (production de lait ou de viandes). La couverture forestière (qui représente environ un tiers du bassin versant) est principalement composée de peuplements variés (feuillus et mixtes) dans le secteur des gorges mais aussi de boisements résineux parsemés dans les autres zones. D'une manière générale, la forêt a tendance à progresser sur les hauteurs et les fonds de vallées, en particulier sur le bassin du Lignon.

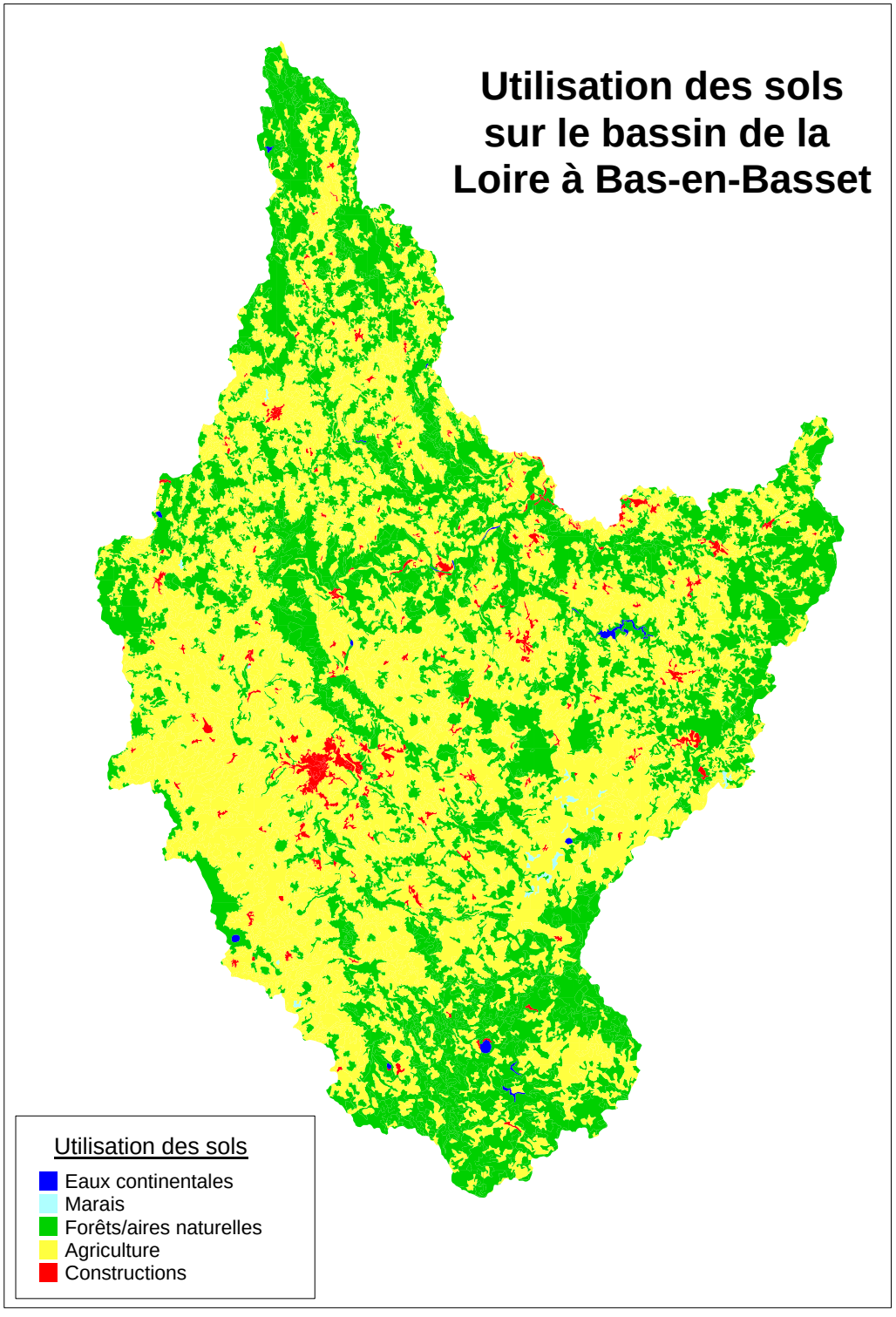


FIG. 2.6 – *Les usages des sols sur les bassins de la Loire en amont de Bas-en-Basset. La faible part de surfaces construites ainsi que la part importante de forêts et de zones naturelles apparaissent clairement.*

Ainsi, ce territoire d'étude comporte une part importante ni cultivée (surfaces agricoles non cultivées ou « en herbe », surfaces boisées), ni habitée (faible densité et faible population des villes) représentée en vert sur la figure FIG.2.6, ce qui signifie que ce bassin est proche d'un espace naturel du point de vue de l'occupation des sols. Il possède par ailleurs quelques zones habitées particulièrement vulnérables aux inondations.

2.2 Contexte hydroclimatique

> *« M. Belgrand dans ses études sur le régime des cours d'eau de la Seine, a démontré que ce bassin dans toute son étendue jouit d'un climat uniforme, que les pluies assez abondantes pour produire des crues se répandent sur tout le bassin, et que tous les cours d'eau sont en crue en même temps. Il a voulu étendre sa proposition à toute la partie de la France située au nord du plateau central et, par conséquent, au bassin de la Loire. Mais M. Comoy a signalé un grand nombre d'exceptions à la règle énoncée par Belgrand; il a montré que souvent ces crues extraordinaires dans les parties inférieures du cours de la Loire s ont passé inaperçues sur le cours de l'Allier et la Loire supérieure; que souvent au contraire des crues importantes de ces deux rivières se sont atténuées en aval de Tours parce que les affluents inférieurs n'ont pas donné; que même la Loire supérieure a de fortes crues pendant que les eaux de l'Allier restent basses »* (Jollois, 1881).

Cette citation est particulièrement intéressante car elle illustre à quel point (1) la variabilité spatiale de la pluie et (2) l'interaction complexe entre les différents affluents aux contributions variables, rendent complexe la prévision des débits sur le bassin de la Loire. Le régime hydrologique est caractérisé par des étiages assez marqués et surtout par des crues importantes, entraînant parfois des dégâts humains et matériels considérables, comme lors de la crue de septembre 1980 (plusieurs morts à Brives-Charensac).

2.2.1 Climatologie

Ce bassin versant appartient à la zone climatique tempérée. Le climat y est principalement de type continental et, en raison du relief, de type montagnard (longues périodes de froid, chutes de neiges fréquentes). Mais, la proximité de la Méditerranée (165 km) et de l'Océan Atlantique (400 km), permet des influences méditerranéenne et océanique dont le rôle n'est pas négligeable tant du point de vue des températures que de la pluviométrie. La prédominance des reliefs de plateaux va faciliter cette interférence des climats océanique et méditerranéen.
Météo-France définit sept zones climatiques différentes sur le département de la Haute-Loire, dont cinq concernent directement le bassin de la Loire à Bas-en-Basset :

- à l'est, une région principalement soumise à de forts événements venant du sud-est
- au sud, une région soumise à la fois aux épisodes venant de l'ouest et à ceux provenant du sud-est
- au nord-ouest, une zone soumise aux événements d'ouest
- au centre, une zone de plateaux entourant la ville du Puy-en-Velay
- au nord-est, une zone protégée des principaux événements, reliée à la ville du Puy-en-Velay et située dans une cuvette

2.2.1.1 Les précipitations

Cette mixité des influences peut entraîner de fortes amplitudes au niveau des précipitations : la moyenne est d'environ 800 mm sur le bassin, mais d'environ 1 200 mm aux Estables et sur les pentes du Mézenc (jusqu'à 1 500 mm par an) et voire moins de 600 mm dans les bassins intérieurs à l'abri des lignes de relief (bassin du Puy).

L'influence continentale L'influence continentale se caractérise par des précipitations relativement modestes : à l'aval et en dehors des zones montagneuses, la pluviométrie est homogène (700-800 mm par an) ; une sécheresse relativement marquée en hiver et de fortes précipitations d'orage en fin de printemps et en été.

L'influence océaniquee L'influence océanique est surtout marquée par une répartition saisonnière des précipitations assez régulière avec un minimum en été et des précipitations hivernales abondantes (sous forme de neige ou non). L'air venant de l'Atlantique doit franchir trois barrières d'ouest en est : les Monts du Cantal (1 855 m), la Margeride (1 188 m) et le Dévès (1 421 m). Aussi, la plupart du temps, les nuages arrivent-ils délestés d'une bonne partie de leur eau, voire de la totalité si le régime des vents est franchement d'ouest. Sur nos bassins d'étude, les influences océaniques vont donc principalement avoir lieu sur la partie nord-ouest des bassins. Les événements pluvieux peuvent durer plusieurs jours provoquant des cumuls importants qui vont entraîner des variations de débits relativement lentes.

L'influence méditerranéenne L'influence méditerranéenne apporte des situations anticycloniques stables en été; de soudaines et abondantes précipitations en automne (pluies de type cévenol) par débordements de courant chauds et humides du Sud-Est; et des hivers plutôt secs. Les courants venant du sud se heurtent à des obstacles importants : les Cévennes et le Vivarais, réduisant ainsi leur volume d'eau. Lorsque les précipitations méditerranéennes («pluies cévenoles»), souvent orageuses, aux intensités parfois très fortes et pouvant durer jusqu'à 36-48 heures, franchissent la barrière montagneuse des Cévennes, des crues rapides peuvent prendre naissance sur le Haut Vivarais. Les délais de prévision de ces pluies sont généralement relativement réduits et les précipitations sont difficiles à mesurer en raison de leur grande hétérogénéité spatiale.

La neige Un enneigement est possible partout, pendant six mois de l'année. Il est plus ou moins régulier et plus ou moins important entre novembre et avril en général. Cette présence de neige peut provoquer des *« retards »* à l'écoulement dans les périodes les plus froides (les précipitations sont sous forme solide), ou au contraire venir *« grossir »* la lame d'eau écoulée lorsque la température augmente et/ou lorsque des précipitations sous forme liquide arrivent sur un manteau neigeux qu'elles mobilisent. D'après Dacharry (1974), les précipitations de décembre à mai pouvant être *« nivales »* sont cependant minoritaires :

> *« Au total, pour la Loire jusqu'à Bas-en-Basset, le rôle de la neige est limité par l'indigence des précipitations plutôt que par les conditions thermiques : ainsi s'explique que lors d'hivers très humides, la neige puisse être très abondante et que, d'autres années, le manteau nival puisse être réduit à quelques centimètres seulement sur les hauts plateaux du Velay. »*

Classement des régimes pluviométriques En complément, Dacharry (1974) propose un classement des régimes pluviométriques sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset selon les sous bassins versants touchés : trois classes sont ainsi obtenues. La première classe comprend une grande partie

du Velay (et correspond à l'ouest et au centre du bassin : bassins de l'Ance, de l'Arzon, de la Borne et de la Loire intermédiaire), le maximum pluvial est printannier (printemps ou printemps-été). Le mois le plus arrosé est majoritairement mai ou juin. La seconde classe correspond aux bassins de la Dunière et les parties les plus en aval de la Loire et du Lignon. Le régime pluviométrique y est défini comme *« voisin du précédent (maximum de la saison chaude) mais le maximum est plus tardif et décalé vers l'été et le début de l'automne »*. La troisième classe correspond à *« la partie la plus méridionnale du bassin caractérisée par un maximum accentué d'automne (septembre, octobre, novembre), ainsi qu'on l'observe sur le bassin de la Loire à Rieutord ou encore à Mazan, à 1329 mètres d'altitude, à la limite des bassins de la Loire, de l'Allier et de l'Ardèche. Cette abondance pluviale d'automne est incontestablement un trait* « méditerranéen » *du climat. »*. Ces pluies intenses sur les parties les plus à l'amont du bassin de la Loire font partie des précipitations les plus importantes en France (FIG.2.7).

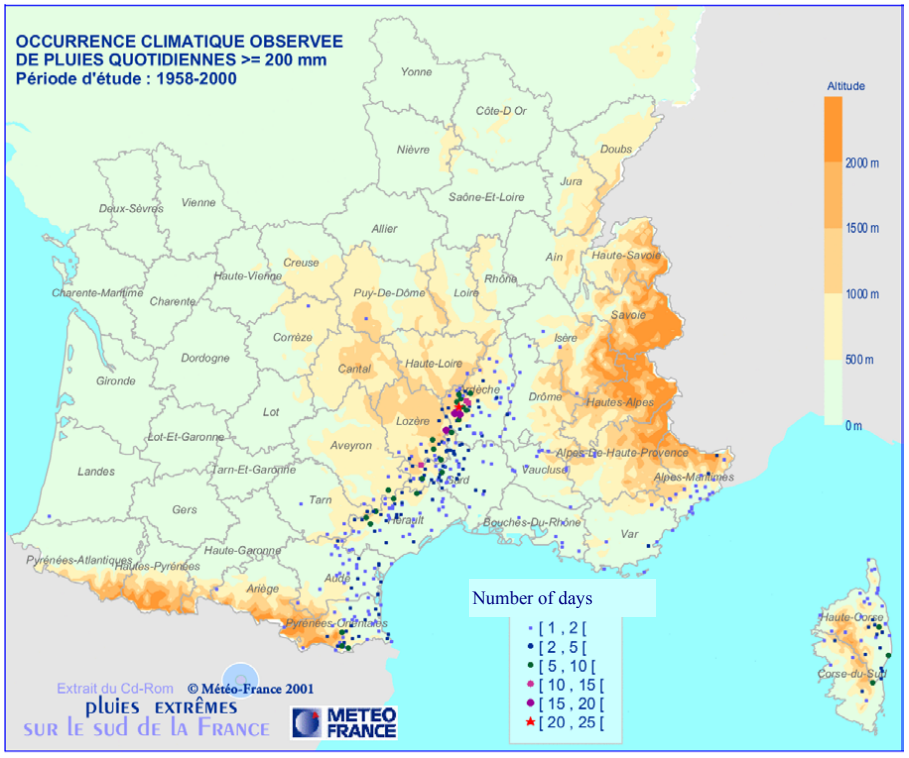


FIG. 2.7 – *Nombre de jours pour lesquels le cumul de pluie est supérieur à 200 mm (Source : CDROM pluies extrêmes sur le sud de la France, METEO-FRANCE, 2002). Le bassin de la Loire en amont de Bas-en-Basset est situé sur la moitié est du département de la Haute-Loire (le relief indique assez nettement la limite entre les bassins de l'Allier et de la Loire) et sur le nord de la partie ouest du département de l'Ardèche.*

Date	Cumul événement	Cumul max (24 h)	Cumul max (4 h)	Cumul max (1 h)
20-21 sept 1980	520 mm (Lanarce)	513.5 mm (Lanarce)	163 mm (Lanarce)	43.5* mm (Lanarce)
11-15 nov 1996	598 mm (Lanarce)	310.6 mm (Lanarce)	127.2 mm (Lanarce)	31.8* mm (Lanarce)
23-27 nov 2002	182 mm (Ste Eulalie)	137.8 mm (Ste Eulalie)	37 mm (Ste Eulalie)	13 mm (Ste Eulalie)
29 nov-06 déc 2003	426 mm (Lanarce)	204.8 mm (Ste Eulalie)	65 mm (Lanarce)	23 mm

TAB. 2.2 – *Caractéristiques des plus fortes pluies ponctuelles observées sur les événements les plus marquants (à partir des données CRISTAL uniquement). Les * indiquent que les données ont été obtenues sur un pas de temps supérieur à l'heure puis désagrégées au pas de temps horaire : l'intensité horaire maximale réelle est vraisemblablement supérieure.*

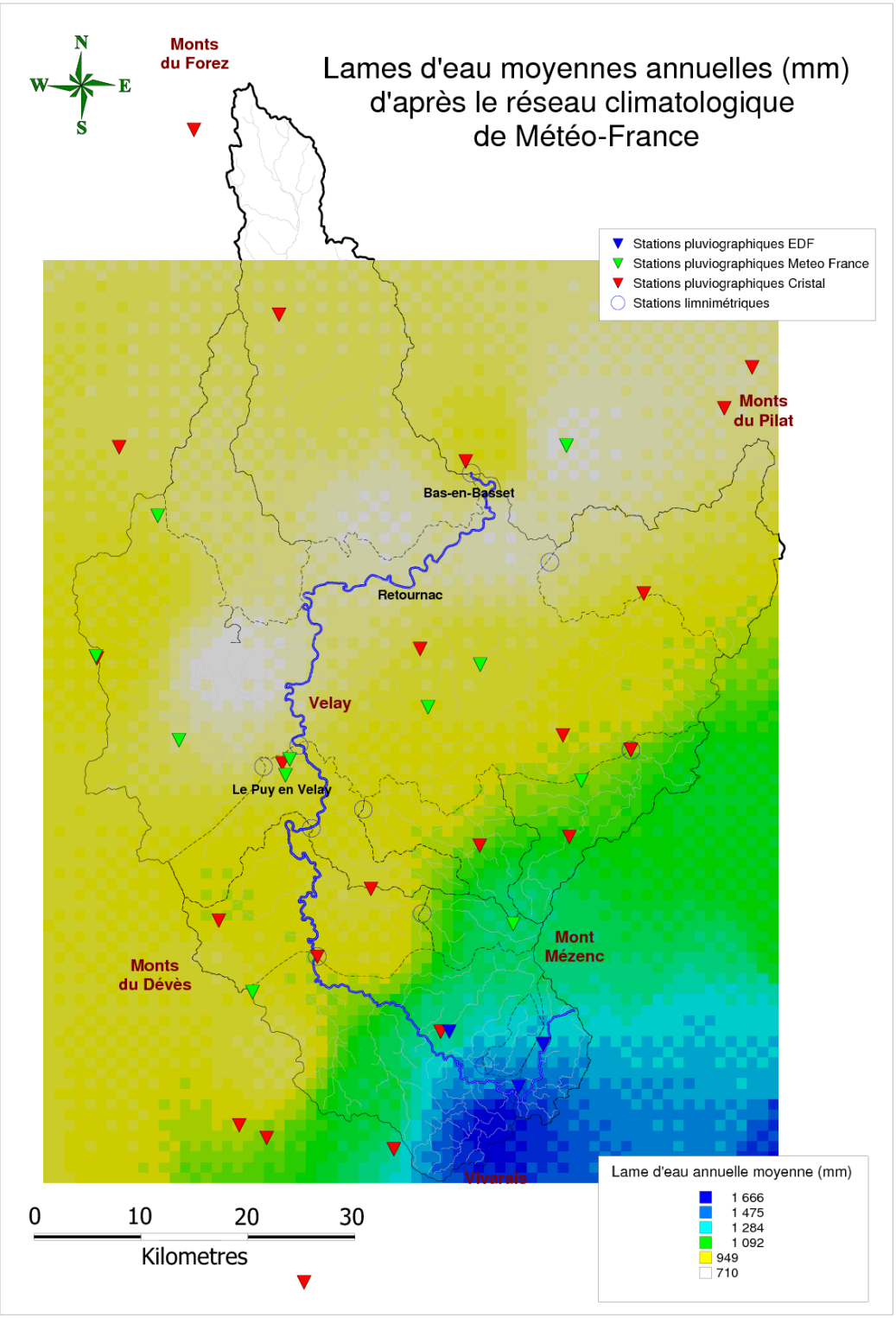


FIG. 2.8 – *Précipitations moyennes annuelles à partir des données du réseau climatologique Météo-France (cf. 3) (Visualisation par la méthode de l'inverse de la distance pondérée).*

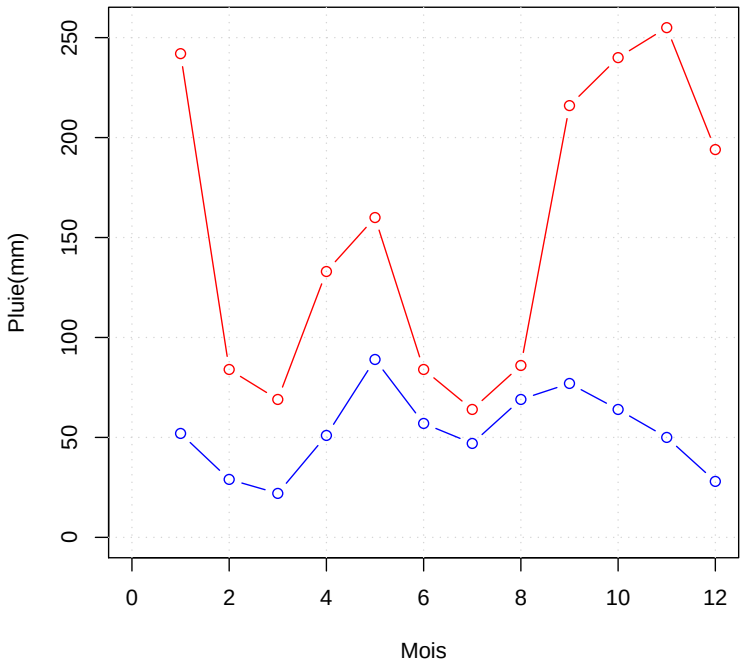


FIG. 2.9 – *Exemple de l'évolution moyenne des cumuls mensuels de deux pluviographes soumis l'un à une influence cévenole (en rouge, le poste de Mazan l'Abbaye 07154003), l'autre à une influence océanique (en bleu, le poste du Puy en Velay, 43064001).*

2.2.1.2 Les températures

Les amplitudes thermiques sont assez importantes dans les vallées, notamment celle de la Loire. Plus on remonte le cours de la Loire à partir du Puy, plus les températures moyennes annuelles décroissent. Sur une année, le nombre de jours de gel est estimé à un peu plus d'une centaine de jours par an au Puy en Velay (entre 110 et 120) soit près d'un jour sur trois. Ceci peut avoir des conséquences sur la formation du ruissellement et par extension des crues.

2.2.1.3 L'ensoleillement

La Loire supérieure se trouve dans le tiers le plus ensoleillé de la France (plus de 2 000 h de soleil par an), mais l'ensoleillement est réduit dans les vallées en raison de la formation de brouillard, notamment en automne et en hiver.

2.2.1.4 Les vents

Les vents sont essentiellement dans l'axe Nord-Sud, et le vent du sud est prépondérant tant en direction qu'en force. Cette tendance est surtout marquée durant l'automne, l'hiver et le printemps. Le vent d'ouest est rare et porteur d'un air doux. Les courants d'est sont rares et faibles, ils sont générateurs de précipitations (pluies ou chutes de neige) et, dans des conditions anticycloniques d'hiver, s'accompagnent de fortes gelées durables (*cf.* FIG.A.10 (page 309)).

2.2.2 Hydrologie

Le régime hydrologique de la Loire Supérieure et de ses principaux affluents est caractérisé par plusieurs éléments qui vont être détaillés ci-dessous [1] :

2.2.2.1 Les caractéristiques constantes

Les écoulements sont le plus souvent de type torrentiel. De plus, comme cela a été vu précédemment, le régime hydraulique de la Loire et de ses affluents est influencé par de nombreux aménagements (barrages hydroélectriques, plans d'eau, seuils) et également plusieurs prélèvements (industriels ou captages pour l'eau potable) qui, additionnés, ne sont pas négligeables (*cf.* SAGE Loire Amont et Hydratec *et al.* (2001)).

2.2.2.2 La variabilité saisonnière

Comme cela a été évoqué lors de la présentation du climat, le régime de la Loire dans sa partie supérieure est un régime à caractère méditerranéen présentant une influence océanique nette. Il en résulte deux saisons contrastées : (1) des étiages marqués en été et une période de basses eaux moins prononcée en hiver, (2) des hautes eaux en automne et au printemps avec des risques de crues très importants (cf. FIG.2.10 et FIG.2.11) [2].

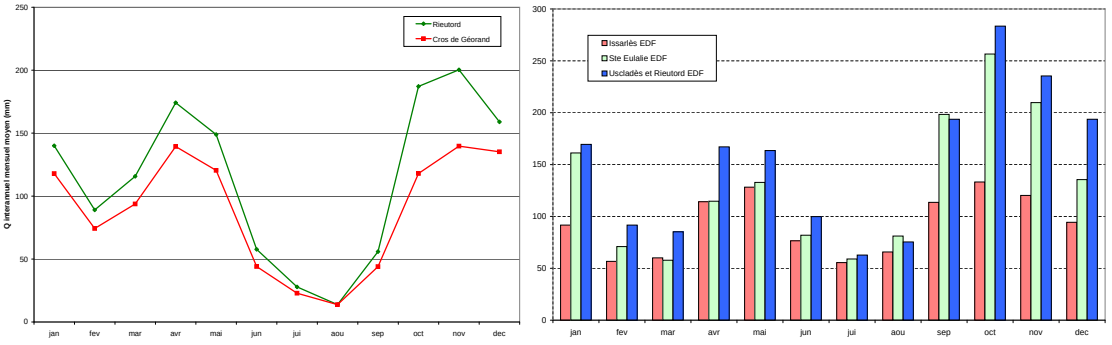


FIG. 2.10 – *Variation des lames d'eau écoulées et précipitées selon la période de l'année : exemple des bassins à influence cévenole (ici à Rieutord et à Cros de Géorand) pour lesquels il est notamment possible d'observer deux pics, un en automne, le plus fort, et un second au printemps.*

Le bassin de la Loire supérieure est remarquable, à la fois par la variabilité des débits observés et par le fait qu'il peut y avoir plusieurs périodes de crues au cours d'une même année.
Parmi les derniers étiages marquants, il est possible de citer celui de 1989 [3]. Celui de 1997 [4] présente la particularité de s'être déroulé au printemps, de mi-mai à mi-juin (Hydratec *et al.*, 2001).

2.2.2.3 La variabilité interannuelle

Au delà de la variabilité saisonnière, il est également possible de constater une variabilité interannuelle assez marquée (FIG.A.92 page 385). Cette variabilité interannuelle aura forcément des

1. *cf.* Geneslay (1971) et Dacharry (1974) pour compléter l'analyse de ces éléments.
2. Sur le choix de l'année hydrologique : Dacharry (1974) a tenté d'estimer quel est le meilleur mois de départ pour représenter une année hydrologique : aucun résultat clair ne se dégage (le « meilleur » premier mois de l'année semble être décembre ou janvier sur les bassins pour lesquels la pluviométrie est importante (par exemple ceux de la Loire très supérieure, comme le Tauron à Cros de Géorand ou la Loire à Rieutord) ; pour les bassins, pour lesquels la pluviométrie est plus faible, ce premier mois est plutôt décalé à mars ou à avril).
3. VCN30=3.3 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset de mi-août à mi-septembre, soit une période de retour de 2 à 5 ans.
4. VCN30=1.15 $m^3.s^{-1}$ à Goudet soit une période de retour 10 ans.

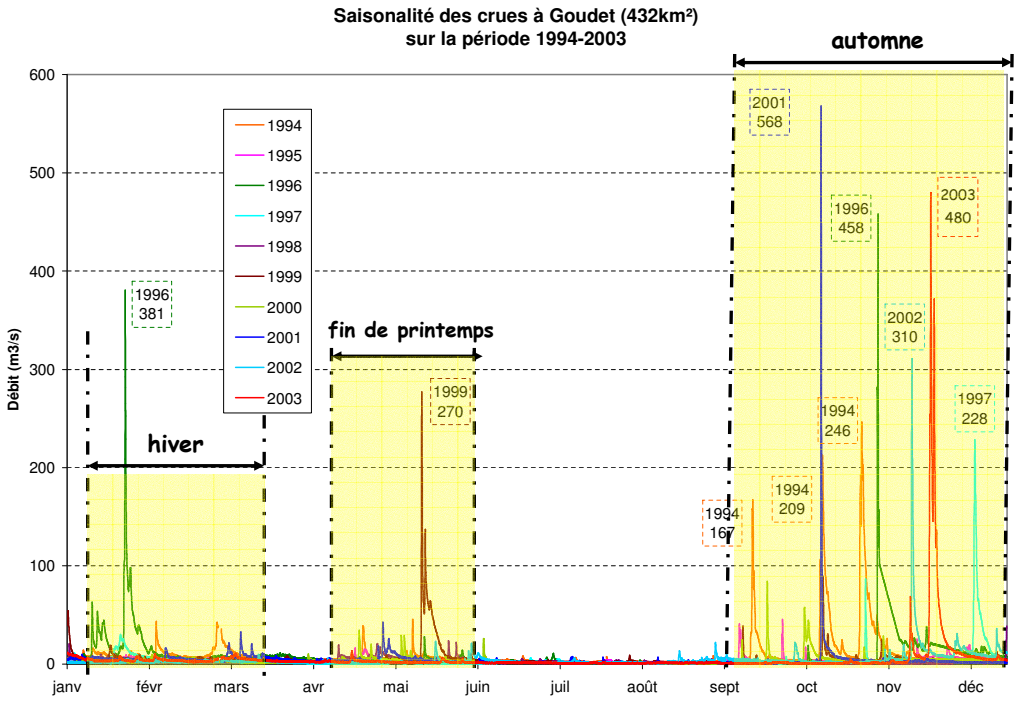


FIG. 2.11 – *Saisonnalité des crues sur la Loire supérieure : exemple des crues observées sur la Loire à Goudet (432 km^2) - Période 1994-2003.*

conséquences en modélisation selon les périodes choisies pour le calage des paramètres des modèles et pour l'évaluation des résultats de modélisation, en particulier ceux relatifs aux crues. LNH-EDF (1972) notent que *« les crues principales se répartissent au hasard des années sans tenir compte des années pluvieuses »*.

2.2.2.4 Variabilité des événements de crue

Comme le constatent LNH-EDF (1972), les crues majeures se déroulent en général en automne ; elles sont alors souvent violentes et concentrées sur un jour ou deux seulement. Les crues de printemps sont souvent un peu moins fortes et étalées sur plusieurs jours.
Cependant, ce n'est pas la seule variabilité dans la forme des crues : pour s'en convaincre, sur la figure FIG.2.12 toutes les crues de notre période d'étude du Lignon au Chambon sur Lignon, ont été tracées, en les centrant sur le pic (figure de gauche) – ou, dans le cas de crues à plusieurs pics, sur le pic principal. Il apparaît de fortes variabilités, le pic principal apparaissant parfois avant, parfois après le pic secondaire. La montée et la décrue sont plus ou moins brutales, plus ou moins lentes. Cette variabilité importante, peut vraisemblablement être reliée à la variabilité tant spatiale que temporelle des épisodes de pluie et à celles des conditions antérieures.

2.2.3 Les conditions de formation des crues rapides

Le bassin de la Loire à Bas-en-Basset se distingue du reste du bassin de la Loire, par les événements météorologiques auxquels il est confronté et par la façon dont il y réagit. Jollois (1881) constate ainsi que : *« les crues les plus importantes de la Loire supérieure sont produites par les pluies venant du sud, tandis que dans les parties moyennes du bassin de la Loire, ainsi que dans celui de la Seine, les crues sont causées par les pluies accompagnant les vents du sud-ouest et de l'ouest. »*

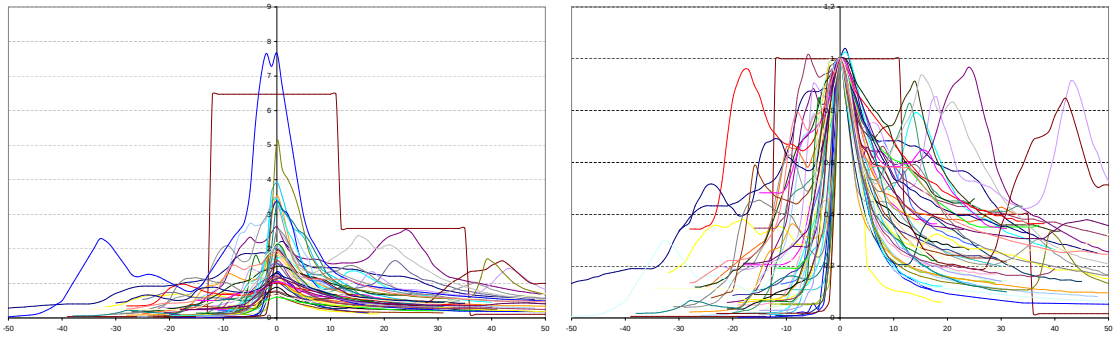


FIG. 2.12 – *Variabilité dans la forme des crues : exemple pour les crues sur le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon. A gauche ont été représentés les débits de crue (en mm/h) centrés sur le pic de crue (dans le cas de crues à plusieurs pics, seul le pic principal a été considéré ; le créneau représente les données journalières estimées pour ce bassin lors de la crue de septembre 1980) ; à droite, les valeurs des débits ont toutes été normées afin de donner une importance plus forte à la forme même de la crue. La crue* « étrange » *avec des valeurs constantes sur plusieurs heures est l'estimation des données de débits moyens journaliers discrétisées au pas de temps horaire et évaluées pour la crue de septembre 1980.*

2.2.3.1 D'un point de vue atmosphérique

Les grands types d'événements pluvieux peuvent être définis par la localisation des averses et par l'origine des courants ou vents pluvieux. Les précipitations sont cependant seulement l'une des composantes parmi d'autres d'une situation atmosphérique donnée. Pour définir les types d'événements pluvieux, il est donc utile de définir les situations atmosphériques qui les génèrent. Il existe un grand nombre de classifications atmosphériques. Celles-ci prennent en compte soit les mouvements de masses d'air et des centres d'action, soit les champs de pression. Elles varient selon la région d'étude et le degré de simplicité désiré. Même si Tourasse (1981) attire l'attention sur le fait que les phénomènes atmosphériques sont continus et qu'il est parfois difficile de devoir choisir entre deux catégories limites, il est possible de distinguer un certain nombre de temps distincts : par exemple Benichou (1995) en dénombre dix selon la configuration des géopotentiels à 1000 hPa; Bontron (2004) en se basant sur l'étude de Thillet (1997) réalisée pour la région des Alpes, en dénombre six. Paquet *et al.* (2006) en utilisent huit [1].

En ce qui concerne la relation entre ces types de temps et la génèse d'événements pluvieux, Tourasse (1981) note que, pour la région des Cévennes, les pluies très intenses peuvent être reliées à une dynamique de grande échelle mais que, à des échelles inférieures, l'évolution des noyaux intenses est beaucoup plus chaotique. La formation de pluies très intenses semble essentiellement liée à la présence, dans le courant chaud, de remontées d'air méditerranéen chaud et humide (*cf.* FIG.A.9 page 308). Les événements cévenols sont ceux qui engendrent ces précipitations les plus intenses. Ils correspondent à des situations de type «régime de sud-ouest» et «retour d'est». Celles-ci sont généralement liées à la présence d'un front froid en provenance de l'ouest ou du nord-ouest avec ou sans blocage par une situation anticyclonique sur l'Europe centrale (Grelat, 2002). La présence du front froid génère des flux de Sud au sein des basses couches de la masse d'air chaud et humide, rechargée au dessus de la Méditerranée. En présence d'un anticyclone plus au nord, le front froid ne peut s'évacuer : le flux d'air chaud se renforce alors et libère son humidité sur les reliefs et/ou au contact de la masse d'air froide. La situation persiste tant qu'il n'y a pas d'affaiblissement de l'anticyclone permettant le déblocage du front froid. L'ensemble du système pluvieux se déplace en générant de fortes intensités de pluie, très localisées et de courte durée. En

1. Quelques classifications de type de temps sont présentées en annexe A.2.2.1 page 306.

l'absence de blocage des masses d'air, la situation est alors plus dynamique et des précipitations peuvent se produire sur le versant ouest du Massif Central (Grelat, 2002). Tourasse (1981) note de plus que l'immobilisation près du Golfe de Lion d'une goutte froide peut être à l'origine d'une nouvelle cyclogénèse mais que les pluies qui affectent les Cévennes semblent moins intenses.
Les pluies océaniques sont apportées par des vents d'ouest et sud-ouest. Elles concernent essentiellement les bassins de la Loire moyenne et aval, mais peuvent aussi affecter les bassins amont dans une configuration généralisée à l'ensemble du territoire. Elles se produisent principalement en hiver, lorsque les masses d'air de l'Atlantique gardent leur humidité – c'est-à-dire dans les cas où elles ne se condensent pas et ne précipitent pas déjà sur l'ouest de la France et le nord du Massif Central.

2.2.3.2 D'un point de vue hydrologique

Quel type d'événement pour quelle crue? Plusieurs études antérieures ont tenté de relier l'origine des événements pluvieux au type de crues engendrées. Une classification traditionnelle consiste à relier le type d'influence (océanique, méditerranéenne) à l'ampleur des crues (par exemple Grelat (2002) ou LNH-EDF (1972) : *« La quasi-totalité des crues sont d'origine méditerranéenne et ont lieu, sauf pour celles de mars 1956 et mars 1960, au cours du dernier trimestre. Les autres crues, de moindre importance, sont d'origine océanique et continentale et ont lieu essentiellement entre mars et mai »*).
Les **épisodes méditerranéens**[1] sont classiquement présentés comme concernant la partie la plus au sud-est du bassin (Loire Ardéchoise, Lignon du Velay) et décrits comme provoquant des averses brutales, massives et répétées se produisant en toute saison mais avec des probabilités d'occurrence plus élevées en automne lorsque les gradients thermiques et hygrométriques sont les plus marqués. Les crues qu'ils provoquent sont liées aux fortes intensités ainsi qu'aux caractéristiques physiques et hydrodynamiques des sols. Grelat (2002) distingue trois configurations des averses de type méditerranéen suivant l'angle d'incidence des vents :

- pénétration sud-ouest : les averses, rares, généralisées et peu violentes, affectent essentiellement le bassin amont de l'Allier mais parfois également la Loire.
- pénétration sud : les averses sont aléatoires, peu extensives et assez violentes. Elles touchent aussi bien la Loire que l'Allier et sont à l'origine de crues peu extensives.
- pénétration sud-est : les averses sont violentes et généralisées et entraînent les crues les plus importantes sur les bassins amont. Exemple : septembre 1866 (environ 3 300 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset) - octobre 1907 (4 500 $m^3.s^{-1}$) - septembre 1980 (3 500 $m^3.s^{-1}$) et novembre 1996 (2 000 $m^3.s^{-1}$) (Gasowski *et al.*, 1999).

Les **épisodes océaniques** sont provoqués par des pluies d'origine océanique et touchent la partie nord-ouest du bassin. Les crues sont liées à la persistance de l'événement pluvieux et à l'étalement spatial des précipitations affectant plusieurs bassins simultanément, plutôt qu'aux intensités de pluies. L'état initial des bassins versants (en particulier le niveaux des nappes) joue un rôle primordial dans l'ampleur de la réponse hydrologique. La crue de mai-juin 1856 (environ 2 000 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset) est une crue océanique classique – mais forte (Coeur & Djerboua, 2007).
Les **épisodes généralisés** (ou combinés) sont *« potentiellement les plus dangereux »* (Grelat, 2002). Ce sont des situations mixtes résultant de la succession d'événements pluvieux d'origines océanique et méditerranéenne. Il peut y avoir concomitance lorsqu'un anticyclone couvre à la fois

1. On parle d'*« épisodes méditerranéens »* pour prendre en compte l'ensemble des épisodes dont les masses d'air humides proviennent de la Méditerranée : les *« épisodes cévenols »* sont un type d'événements pour lesquels les précipitations ont une extension moins large et se produisent presque exclusivement sur ou autour des Cévennes.

l'Espagne, l'Italie et les Balkans. Les perturbations qui traversent l'Ouest de l'Europe provoquent alors des précipitations océaniques sur la partie aval du bassin versant et des remontées méditerranéennes d'air chaud et humide qui se condensent sur les reliefs du Sud.
A partir de l'observation des crues importantes sur le bassin de la Loire supérieure, Jollois (1881) définit quatre types de crues *« auxquelles toutes les crues de la Loire supérieure peuvent être comparées »*. Ses critères de discrimination sont la localisation des pluies sur le bassin et l'origine des vents :

1. les crues produites par une pluie très intense sur le massif du Mézenc et faible ou nulle dans le reste du bassin. Généralement, cette pluie est amenée par le vent du sud. (ex : crue du 8-9 octobre 1878)
2. les crues produites par une pluie généralisée sur toute l'étendue du bassin, mais plus intense sur la partie supérieure. Ces pluies accompagnent ordinairement le vent tournant au sud-ouest. (ex : crue du 24/25 septembre 1866)
3. les crues produites par une pluie généralisée sur toute l'étendue du bassin ou en amont. Les pluies de cette nature accompagnent ordinairement les vents du sud-ouest à l'ouest. (ex : crue du 18-20 octobre 1872)
4. les crues produites par des pluies faibles dans le bassin de la Loire supérieure et fortes dans les bassins des affluents inférieurs, et surtout par la fonte des neiges. Elles accompagnent des vents de sud-ouest à nord-ouest. (ex : crue du 8-9 avril 1879)

Ces quatre types de crues peuvent être reliés à la classification selon l'origine pluvieuse : le type (1) correspond à des pluies typiquement cévenoles; le cas (2) correspond soit à des pluies méditerranéennes de pénétration sud-ouest (telles que vues précédemment), soit à des pluies généralisées combinant origines méditerranéenne et océanique; les cas (3) et (4) correspondraient plutôt à des pluies océaniques.

Les déterminants physiques et hydrodynamiques

> *« Si l'on considère en outre que les terrains les plus imperméables, que les pentes les plus rapides des montagnes et des vallées sont dans la partie supérieure du bassin, on comprendra comment toutes les grandes crues de la Loire se forment là et que les affluents des bassins du Forez et de Roanne ont beaucoup moins d'importance à ce point de vue que ceux de la Haute-Loire. »* (Jollois, 1881)

En raison de la géologie particulière des bassins, le réseau des rivières est extrêmement dense ; en particulier dans les zones les plus en amont du bassin. Les nombreux affluents de la rive droite de la Loire dans la partie amont sont, comme cela vient d'être vu, principalement sous influence climatique méditerranéenne et ont un régime très irrégulier, les débits augmentant de manière assez brutale suite aux averses. Leurs caractéristiques physiques et morphodynamiques (rivière d'altitude) induisent des temps de réaction relativement courts (quelques heures) (Grelat, 2004).

Quels processus de formation? Les processus de formation du ruissellement sont largement étudiés dans la littérature. Grelat (2002) a étudié, à travers l'utilisation du modèle distribué « à base physique » Mike SHE, les processus à l'origine des crues sur le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon. Ce bassin semble suffisamment représentatif des mécanismes de formation pour que les résultats obtenus puissent être étendus aux autres bassins amont de la Loire (Grelat, 2004). Cette étude a servi de base pour identifier les principales caractéristiques de fonctionnement des bassins versants.

Pour le cas du Lignon, Grelat (2002) relève un fonctionnement très varié du bassin versant du Lignon :

> *« Un certain nombre d'événements hydrologiques remarquables, allant de la pluie faible ayant généré une réaction significative des bassins (conditions de saturation, perturbation du type « manteau neigeux » ou « sols gelés », etc.) jusqu'à une pluie exceptionnelle en intensité comme en cumul générant des crues significatives, en passant par les spectaculaires orages estivaux sans réaction notable des cours d'eau (. . .) »*

Ces réactions différenciées mettent en évidence à la fois le rôle capital des conditions initiales mais aussi l'importance de prendre en compte les différents processus de transformation de la pluie en débit, notamment ceux qui vont contrôler la genèse des écoulements.
Sur l'origine des écoulements, il apparaît que la plupart du temps les écoulements souterrains sont majoritaires et l'infiltrabilité des sols élevée, notamment lorsque les cumuls de pluie et les intensités instantanées ne sont pas trop importants.
On peut citer rapidement, les résultats obtenus par Grelat (2002) à travers le modèle Mike-SHE, en gardant en tête que ce ne sont que des résultats de modélisation et non des observations. Elle explique que même lors des événements intenses de septembre 1980 et novembre 1996, une part importante d'infiltration des précipitations a été simulée par son modèle ; ce qui lui permet de dire que :

> *« Pour les événements pluvieux dont le cumul est de l'ordre de 100 mm, la contribution «saturée» (c'est-à-dire via une nappe) reste très majoritaire, pouvant contribuer à plus de 60 % aux écoulements à l'exutoire et jusqu'à pratiquement 100% lorsque le cumul pluvieux est inférieur à 50 mm. Le ruissellement ne devient dominant que lors d'événements particulièrement significatifs, comme celui de novembre 1996 au moment de la deuxième crue. »* (Grelat, 2002)

Ces résultats, combinés à l'étude des mécanismes de genèse du ruissellement incitent à s'orienter vers un fonctionnement en zones saturées contributives qui constituent ainsi *« la clé du fonctionnement hydrologique du bassin versant »*, (Grelat, 2002). En effet, les phénomènes hortoniens de refus à l'infiltration paraissent ne se produire qu'en cas d'événements très intenses (plusieurs dizaines de $mm.h^{-1}$ pour des données horaires; c'est-à-dire des intensités instantanées encore supérieures).
Grelat (2002) en conclut que le passage de la pluie brute à la pluie nette peut probablement être caractérisé en deux temps : (1) des pertes initiales très élevées (pluie nette nulle) correspondant au remplissage du tampon sol, (2) des pertes continues quasiment nulles (pluie nette égale à pluie brute) après saturation du réservoir, expliquant ainsi que ce comportement s'apparente au «tout ou rien». Ceci peut sembler être une vision assez grossière des processus.

La question de la neige et du gel La question de la neige et du gel pose des difficultés variées. Même si Grelat (2004) note que *« la fonte nivale reste un phénomène exceptionnel dans l'alimentation des crues »*, il semble cependant que ces phénomènes jouent différents rôles :

- il est possible que le gel ou la neige modifient l'**infiltrabilité superficielle** des sols et augmentent ainsi fortement la réactivité des bassins versants, notamment en favorisant le ruissellement direct superficiel [1].
- les précipitations solides induisent un **effet différé** difficile à appréhender : des précipitations, si elles restent au sol, n'entraînent pas forcément immédiatement de réaction en débit

1. Grelat (2002) note de plus que ce type d'événement est très mal reproduit par le modèle Mike SHE, pour lequel il a été choisi, faute de données suffisantes, de ne pas prendre en compte ces phénomènes.

et peuvent mettre en jeu des évaporations réelles plus proches des évapotranspirations potentielles.

– une **mobilisation du manteau neigeux** peut avoir lieu, lorsque des précipitations se produisent alors que la fonte nivale est amorcée, les volumes précipités s'ajoutant ainsi aux volumes de neige dont la fonte est accélérée par la pluie.

Cette question de la neige et du gel est donc complexe. Il existe des modèles hydrologiques adaptés à cette problématique permettant de la prendre en compte explicitement via des modules de fonte de neige : par exemple le modèle MORDOR d'EDF ou le modèle suédois HBV. Si elle semble jouer un rôle parfois capital, notamment pour les crues de printemps, cette question des processus liés à la présence de neige ne sera cependant pas traitée dans cette étude, les données disponibles ne permettant pas de le faire de manière consciencieuse. On gardera néanmoins à l'esprit l'existence de ces processus particuliers, notamment pour les crues pour lesquelles un de ces effets a été relevé.

2.2.4 Les enjeux liés à l'hydrologie

Sur ces bassins, les enjeux liés à l'hydrologie sont importants et variés. Ils concernent essentiellement la gestion de la ressource en eau : soutien des étiages de ces bassins et des bassins situés à l'aval et protection contre les inondations. En parallèle à ces objectifs liés à la ressource elle-même, il existe, cela a déjà été vu, des objectifs liés à la production d'hydro-électricité (barrages EDF) et des objectifs liés aux loisirs (activités touristiques sur les retenues et dans des espaces propices aux sports d'eaux vives).

2.2.4.1 La gestion de la ressource en eau

La gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin de la Loire est confiée à l'établissement public Loire (EPL), dont c'est l'une des principales missions. Les deux objectifs principaux de la gestion de la ressource sont la gestion des étiages et la lutte contre les crues. Sur ces bassins de la Loire supérieure – et surtout sur les bassins situés à l'aval (Loire Bourguignonne, Loire moyenne, Loire aval) – des difficultés sont également provoquées par ces étiages, souvent marqués, parfois très sévères. Ces difficultés ainsi que les dégâts occasionnés par les crues ont donné naissance dans les années 1970 et 1980 à des projets de grands barrages : agrandissement du barrage de Naussac, construction de celui de Villerest, création de ceux du Veurdre, de Serre de la Farre et de Chambonchard. Tous n'ont finalement pas été construits, notamment celui de Serre de la Farre, situé directement sur le bassin de la Loire amont (entre Goudet et Chadrac). La gestion de cette ressource reste un point sensible pour tout le bassin de la Loire.

2.2.4.2 Le risque « inondation »

Un risque révélé par l'histoire Le risque est habituellement défini comme la superposition d'un aléa et d'une vulnérabilité. L'examen des témoignages d'archive (Rouchon, 1910) sur les événements hydrométéorologiques sur ces bassins est très instructif pour comprendre ce risque car il l'inscrit dans l'histoire : ainsi, dès la fin du XIV^{e} siècle, l'aléa est décrit – plus ou moins – et surtout les conséquences des événements de crues rapportées, traduisant de la sorte la vulnérabilité alors présente. Il apparaît que les conséquences les plus fréquentes sont des ponts emportés et des champs ou des terrains endommagés. Néanmoins, des morts par noyades lors de la crue sont relevées déjà dans les témoignages les plus anciens et, si elles semblent moins fréquentes que les destructions de ponts – alors capitaux pour l'économie et plus simplement la vie des villages –,

leur présence récurrente dans ces archives depuis le XIV^{e}, fait de ces crues un véritable *« serial killer »* (*cf.* A.4 page 392–400).

Des mesures de protection contre les inondations Pour essayer de prévenir les conséquences de tels événements, des mesures de protection ont progressivement été mises en place. Des digues furent construites au cours du XIX^{e} afin de protéger le village de Charensac, très régulièrement dévasté. Ces digues furent dépassées ou rompues à plusieurs reprises (crue de 1907, crue de 1980 notamment).

2.2.4.3 Un aléa aux caractéristiques extrêmes

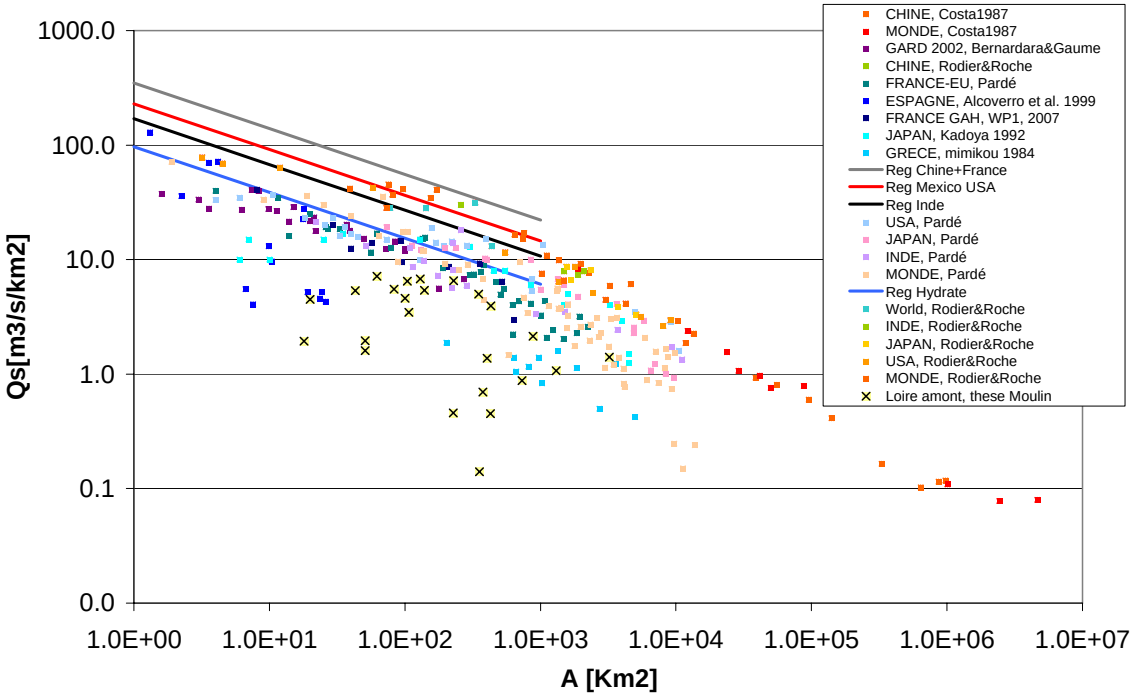


FIG. 2.13 – *Plus hauts débits spécifiques atteints en relation avec les superficies des bassins. Comparaison de ceux de la Loire amont avec toutes les observations dans le monde (Source : d'après les travaux de Bernardara, dans le cadre du projet européen Hydrate (Bain* et al.*, 2007)).*

Pour obtenir une évaluation des intensités maximales dans une région donnée, de nombreux auteurs utilisent des diagrammes logarithmiques avec, en abscisse, la surface du bassin versant et, en ordonnée, les débits ou débits spécifiques. Dans le cadre d'un projet européen [1] sur les crues extrêmes, un travail de synthèse a été réalisé par Bernardara et al., sur lequel nous nous appuyons ici pour pouvoir situer les intensités maximales des crues de la Loire amont par rapport à l'ensemble des crues extrêmes observées dans le monde (FIG.2.13), puis en Europe (FIG.2.14).
De l'examen de ces figures, il apparaît que les débits spécifiques des crues majeures observées sur la Loire amont, s'il ne sont pas les plus élevés d'Europe, s'approchent néanmoins de la courbe enveloppe des débits de crues du sud méditerranéen.

1. Il s'agit du projet européen Hydrate.

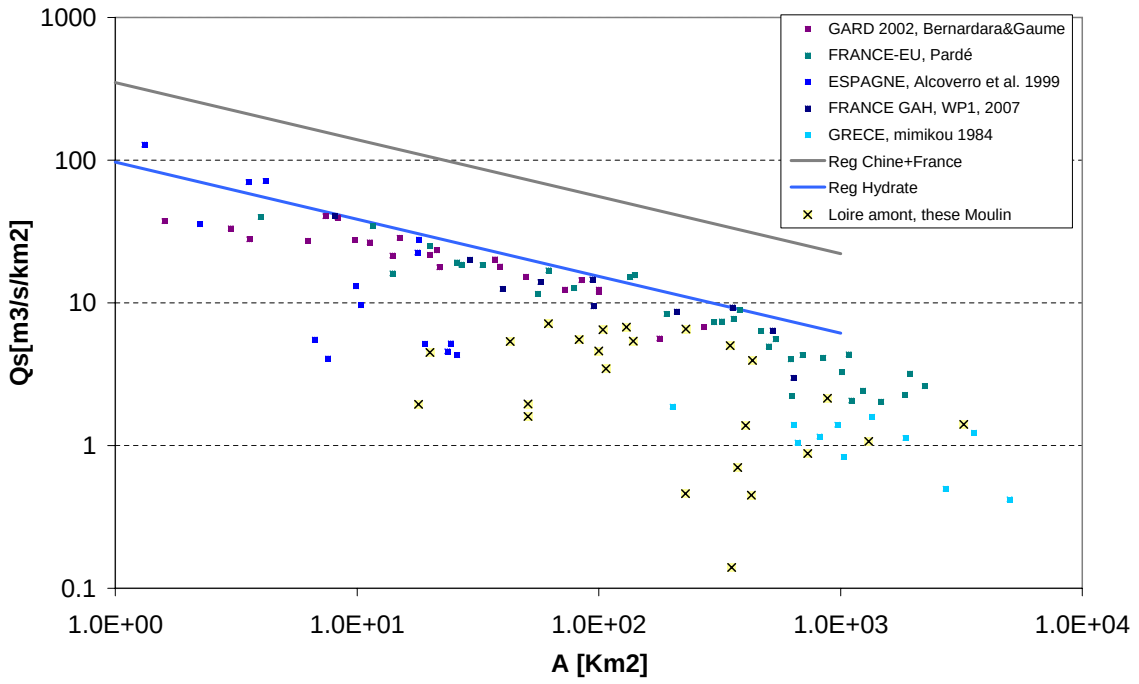


FIG. 2.14 – *Plus hauts débits spécifiques atteints en relation avec les superficies des bassins. Comparaison de ceux de la Loire amont avec toutes les observations en Europe (Source : d'après les travaux de Bernardara, dans le cadre du projet européen Hydrate (Bain* et al.*, 2007)).*

Synthèse du chapitre

Une zone propice à la formation de crues rapides Dans ce chapitre, la zone d'étude a été présentée d'après ses caractéristiques géographiques et hydrologiques. Certaines parts de cette zone, tant par leurs caractéristiques de versants (sols peu profonds, pentes relativement fortes) que par leurs caractéristiques météorologiques (influence cévenole) sont propices à la formation de crues rapides.

Des crues particulièrement intéressantes . . . La variabilité spatiale et temporelle (saisonnière, interannuelle) de la pluie et des écoulements, parfois très importante, rend ces crues particulièrement intéressantes, tant par leur variété, que par les débits spécifiques qui sont parfois atteints.

. . . mais particulièrement difficiles à modéliser Cette variabilité dans la relation pluie-débit, intéressante d'un point de vue théorique, peut être difficile à modéliser d'un point de vue pratique. A cette difficulté liée à la variabilité des événements hydrométéorologiques, s'ajoutent d'autres obstacles : la présence de neige assez régulière et pouvant jouer un rôle plus ou moins actif sur la transformation des précipitations en débits ; et la présence d'ouvrages hydrauliques qui modifient de manière artificielle cette relation, également.

3 Les données

Sommaire

Introduction **49**
3.1 Présentation des données **50**
3.1.1 Le choix de travailler sur 11 bassins versants 50
3.1.2 Origine des données disponibles 50
3.1.3 Les données météorologiques 51
3.1.4 Les données hydrométriques 56
3.1.5 Les autres sources d'information 59
3.2 Traitement et analyse des données **60**
3.2.1 Un comportement face aux données douteuses 60
3.2.2 Le choix du pas de temps 61
3.2.3 Analyse et critique des données de pluie 63
3.2.4 Analyses des données de débits 66
Synthèse du chapitre **68**

Introduction

Objectif L'objectif de ce chapitre est de présenter les jeux de données disponibles pour cette étude : (i) leur origine, leur nombre, leur qualité ; et (ii) les analyses et traitements réalisés dessus.

Démarche : un travail sur les données De manière générale, et c'est le cas également pour toutes les études hydrologiques, la collecte et la critique de données, sont une phase capitale[1]. C'est ce qui permet de connecter les études à la réalité. Sans aller jusqu'à affirmer, comme le fait assez ironiquement Silberstein (2006), que l'utilisation d'un modèle sans données introduit son utilisateur dans le domaine du jeu (*« gaming domain »*), il semble toutefois que cette matière première que sont les données soit d'une importance certaine. Il a donc été accordé un investissement assez conséquent à l'analyse et à la critique des données. Cela est également justifié par le fait que si cette région a fait l'objet d'études récentes[2], notamment lors du travail de doctorat de Grelat (2002), l'effort qui a alors été consacré concernait essentiellement un des bassins (le Lignon) et les études qui ont suivi (Brun, 2001; Jenni, 2001; Valdes, 2002) se sont basées sur ce même jeu de données.

1. Parfois difficile à valoriser.
2. *cf.* annexe A.1 page 295.

Plan Ce chapitre se décompose en deux parties. La première partie est consacrée à la présentation des réseaux de mesures et des données utilisées. La seconde partie concerne les traitements et l'analyse des données. *L'annexe A.3 (pages 349 à 391) complète cette analyse sur les données.*

3.1 Présentation des données

3.1.1 Le choix de travailler sur 11 bassins versants

Un bassin Historiquement, la plupart des études hydrologiques sont menées sur un, voire parfois deux bassins versants. Ceci correspond en partie à la limite de nos connaissances : lors d'une unique étude, il est difficile de développer une bonne connaissance sur plusieurs bassins versants. Cela correspond également à la limite des instrumentations : pour résoudre un problème donné, dans une région donnée, très souvent, peu de bassins sont suffisamment instrumentés pour permettre des études et finalement, le choix est très limité. Cette démarche, d'une hydrologie appliquée au cas particulier d'un bassin versant donné, est très courante mais est parfois critiquée, notamment parce qu'une étude sur un cas particulier rend difficile à justifier toute généralisation sur les comportements des bassins, sur l'efficacité des modèles. Les questions qui se posent alors sont les suivantes : les conclusions ne seront-elles pas différentes sur un autre bassin ? et sous des conditions climatiques différentes ?

Des bassins Pour palier cette difficulté, une attitude possible est de travailler sur un grand nombre de bassins. Cette démarche est adoptée notamment par Xu & Vandewiele (1995), Perrin *et al.* (2001), Mathevet (2005) ou par le programme de recherche international MOPEX (Schaake *et al.* (2006)). Il est alors possible de tirer des conclusions plus généralisables, même si le choix des éléments composants l'échantillon peut parfois orienter les résultats (Oudin, 2004). De plus, à l'opposé des travaux sur un bassin unique, ce type d'approche sur un nombre important de bassins ne permet pas d'exploiter ou d'obtenir une connaissance approfondie des bassins versants.

Un compromis : quelques bassins Bien sûr, les hydrologues aimeraient pouvoir généraliser à un ensemble de situations, des conclusions sur le fonctionnement des bassins, sur les outils de modélisation ou même sur les observations directes. Mais, de façon très pragmatique, on n'est confronté réellement - et de manière approfondie - qu'à un très petit nombre de bassins versants. Ainsi, un compromis semble pouvoir être exploré entre le potentiel de connaissance et le potentiel de généralisation. Cette étude propose donc une solution intermédiaire entre les situations précédentes : il s'agit ici de travailler sur onze bassins versants. Ceux-ci ont la particularité d'être proches ou emboîtés, ce qui permet de les appréhender dans leur ensemble, comme ce serait le cas pour une étude traditionnelle sur un seul grand bassin. L'intérêt de ce jeu de 11 bassins est que cela permet, sur une même région d'étudier des bassins de tailles variées (20 à 3 200 km^2), et soumis à des conditions climatiques variables.

3.1.2 Origine des données disponibles

3.1.2.1 Les réseaux à l'origine de ces données

Les données sont fournies par différents organismes. La principale source de données est le **réseau CRISTAL** [1] (Moulin & Thepot, 1999) appartenant à la DIREN Centre et à l'Etablissement Public

1. Ce réseau est décrit plus en détail en A.3.1.1 page 349.

Loire (EPLoire). Il fournit des données de débit pour quatre (en 1977) [1] à neuf stations limnimétriques (à partir de 1998) ; des données de pluies pour 6 (en 1977) à 25 postes pluviographiques (en 2003) ; des données de températures quotidiennes (Tmin, Tmoy, Tmax) pour 2 (en 1977) à 7 stations (à partir de 1992). Le réseau de **Météo France** a permis de compléter la base de données de précipitations par 11 pluviographes horaires sur une période de 10 ans (1994-2003) et par 25 pluviomètres journaliers (1954-2004). Enfin, **EDF-DTG** a fourni sur une période de 20 ans, les données suivantes : deux séries de mesures de débit sur des petits bassins versants non influencés et des séries de précipitations horaires en trois stations de mesures. Parmi ces données, seules les données CRISTAL sont disponibles en temps réel pour le service de prévision des crues (SPC).

3.1.2.2 État du jeu de données initial et apports de ce travail

Les données issues du travail de doctorat de Grelat (2002) Au début de cette recherche étaient disponibles des données archivées par le centre de gestion de crues et des étiages (Diren Centre / EPLoire). Ces données sont stockées sous forme papier ou numérique mais ne sont pas toujours contrôlées, vérifiées, critiquées. Néanmoins, sur les bassins de la Loire amont, le travail de doctorat de Grelat (2002) a permis de consacrer un effort important à améliorer ce jeu de données : dépouillement de données papier pluviométriques au pas de temps bi-horaire entre 1977 et mai 1995 ; critique générale de la qualité des données pour sept des neuf postes limnimétriques et 14 des 25 postes pluviographiques du réseau CRISTAL.

Le travail complémentaire réalisé Nous avons donc bénéficié de ce travail très important qui a été réalisé sur les données. Néanmoins, l'effort qui y a été consacré s'est finalement davantage centré sur les données pouvant intéresser un des bassins (le Lignon au Chambon sur Lignon) sur lequel a finalement porté cette thèse. Il nous a donc été nécessaire de consacrer, à notre tour, du temps et de l'énergie à compléter et à critiquer ce jeu de données.
Ce jeu de données a tout d'abord été complété au niveau de la période d'étude passant de juin 1999 à décembre 2003. Ceci a permis d'intégrer deux stations limnimétriques supplémentaires (la Loire à Coubon et la Gagne aux Pandraux). Neuf stations pluviographiques mises en service au cours du travail de doctorat de Grelat (2002) ont également été ajoutées à notre jeu de données.
Suite aux difficultés liées à l'information pluviographique rencontrées par Grelat (2002), par Valdes (2002) sur les bassins du Lignon et de la Gazeille et par les participants au projet RIO2 (2004) sur différents bassins de la Loire amont, nous avons également choisi de renforcer ce jeu de données opérationnelles par des stations pluviographiques supplémentaires et des séries de données critiquées : onze pluviographes horaires de Météo France ont été ajoutés.
Enfin, ce jeu de données a été complété par l'ajout de deux bassins particulièrement intéressants et de trois postes pluviographiques issus des données d'EDF-DTG.

3.1.3 Les données météorologiques

3.1.3.1 Les données de précipitation

La quantité d'eau précipitée peut être mesurée ponctuellement à partir de pluviographes et de pluviomètres [2]. Cette information peut être complétée par des données radar, plus qualitatives,

1. En réalité le réseau CRISTAL1 ne débute qu'en 1984. Avant, il s'agit de dépouillements papiers. Pour simplifier, cette période 1977-1983 a été assimilée à celle qui a suivi.

2. Les pluviographes permettent un enregistrement continu des précipitations et donc des données horaires peuvent en être extraites. Les pluviomètres ne sont relevés qu'une fois par jour par un observateur humain, déterminant ainsi la résolution temporelle minimale des données (résolution journalière).

fournissant des informations sur la dynamique de l'événement orageux et sur sa répartition spatiale.

Le réseau de mesure au sol Sur le bassin de la Loire supérieure, il existe plusieurs types de réseaux sol. Un réseau *« climatologique »* appartenant à Météo France est constitué de pluviomètres relevés chaque jour à 6h TU [1] par des observateurs et transmis en temps différé. Un autre réseau appartenant à Météo France est constitué de pluviographes interrogeables à distance et dont les mesures sont enregistrées automatiquement à pas de temps fixe. Le réseau opérationnel CRISTAL2 [2], utilisé par la DIREN CENTRE et l'EPLoire, a progressivement été mis en place au cours des années 1980-2000 afin d'obtenir un réseau de pluviographes cohérent et interrogeable en temps réel. Un second réseau opérationnel existe sur ces bassins : celui d'EDF, interrogeable en temps réel, mais non accessible pour l'instant aux services de prévisions des crues extérieurs à EDF. Des informations sur les stations de mesures sont données en annexe A.3.2.1 dans les tableaux TAB.A.2, TAB.A.3 et TAB.A.4 (pages 350 à 351).
Comme cela avait été le cas pour le projet du programme RIO2 (2004), la faible densité [3] des postes du réseau CRISTAL et la forte variabilité des pluies sur ces bassins apparaissent comme un potentiel obstacle à une bonne simulation puis à une bonne prévision des débits. Les participants de RIO2 (2004) avaient également cité les problèmes liés aux données opérationnelles (pas de temps de 2 heures, incohérence parfois avec des pluies du réseau horaire de Météo France) et pour l'ensemble de ces raisons, avaient décidé de n'utiliser que les pluies horaires du réseau pluviographique Météo France.
Dans la présente étude, un choix intermédiaire a été réalisé en décidant de conserver les données du réseau CRISTAL mais en les complétant par d'autres sources de données. Utiliser les données CRISTAL permet notamment d'utiliser des données issues d'un mode de fonctionnement opérationnel. De plus, ce sont les seules données actuellement disponibles en temps réel pour le service de prévision des crues sur ces bassins (SPC Loire-Cher-Indre). Utiliser l'ensemble des stations de mesure de précipitations (*i.e.* en ajoutant les données disponibles, issues des réseaux Météo France et EDF) permet d'avoir le maximum d'information sur les lames d'eau. Malgré ce choix, au cours des premières années, le réseau est très lâche : en 1977, seuls 6 postes (CRISTAL) mesurant la pluie à des pas de temps infra-journaliers sont disponibles sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset. Au final, en 2002, 40 postes pluviographiques sont utilisés [4]. L'évolution du nombre de postes montre qu'à partir d'environ 1995, la densité moyenne des postes horaires, devient suffisante pour bien représenter les pluies horaires [5].

La question des données radar

> *« For a small basin, the use of real-time radar data in a hydrological model is very effective, because the river response time is of order 1-3h. »* Sun *et al.* (2000)

Cette remarque de Sun *et al.* (2000) reflète l'enthousiasme qui a permis le développement de cette technologie : les petits bassins versants ayant de très courts temps de réponse sont un exemple de

1. TU : temps universel.
2. Faisant suite au réseau CRISTAL1.
3. Un effort important ayant été réalisé sur le renforcement du réseau pluviographique, cette densité n'est en fait pas si faible depuis quelques années (1 poste pluviographique pour 130 km^2). Néanmoins, l'amélioration de ce réseau est relativement récente et ne concerne donc pas les épisodes plus anciens. De plus, les événements pluvieux sont, comme cela va être vu, très variables dans l'espace ce qui rend nécessaire une densité plus élevée de pluviographes pour bien capter les précipitations.
4. Pour information, on peut noter que Dacharry (1974) compte que pour la Loire à Bas-en-Basset, en 1974, on dispose de 1 pluviomètre (journalier) pour 85 km^2, soit 39 pluviomètres (journaliers) pour 3230 km^2.
5. Cette densité moyenne a été calculée à partir de relations qui sont expliquées dans la partie 7 page 151.

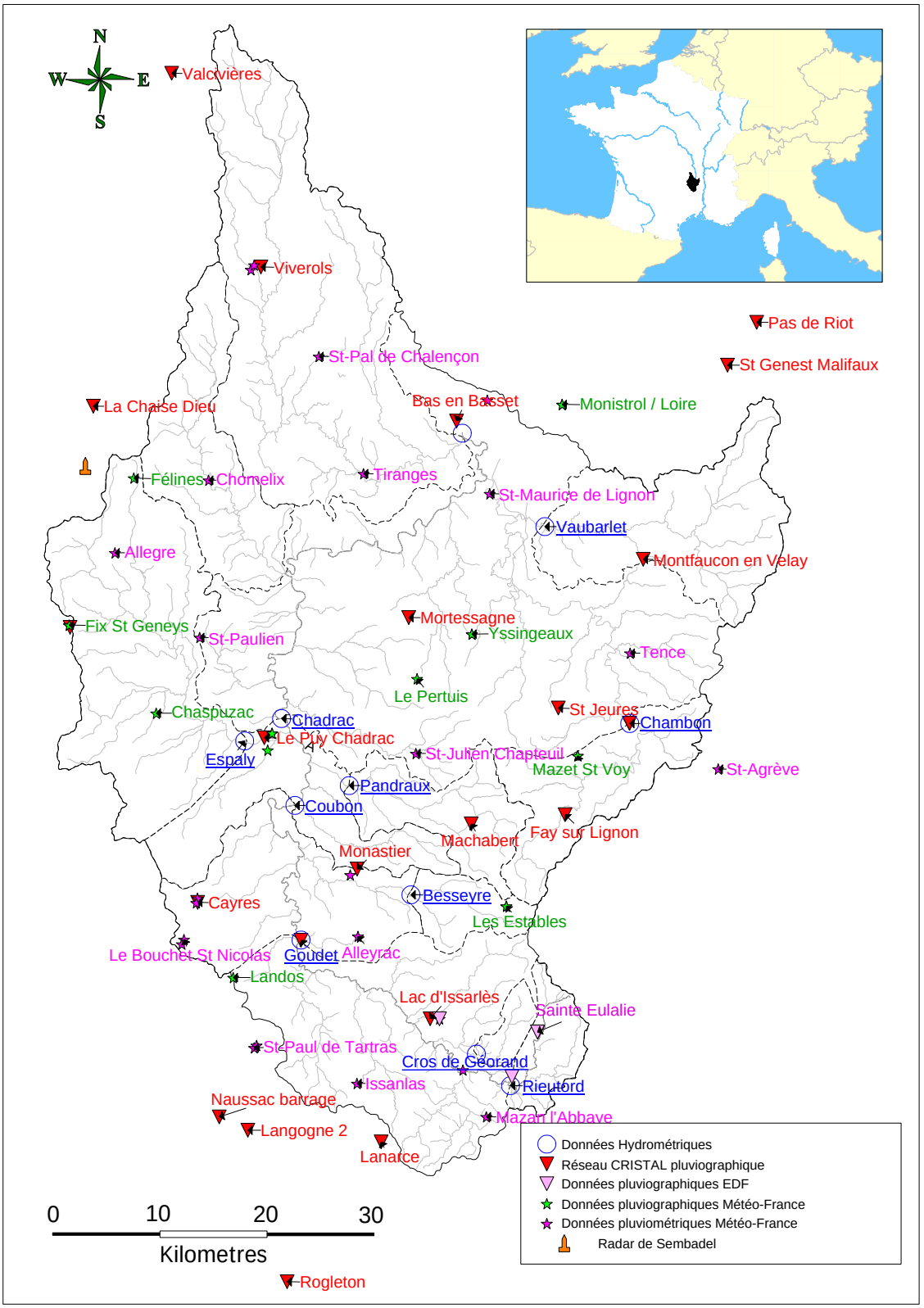


FIG. 3.1 – *Carte des stations de mesures de la pluie au sol. Les postes pluviographiques sont les postes permettant de suivre en continu la pluviométrie (augets basculeurs et enregistrement papier ou électronique), les postes pluviométriques sont des réceptacles dont la hauteur de pluie contenue est relevée tous les jours par un observateur.*

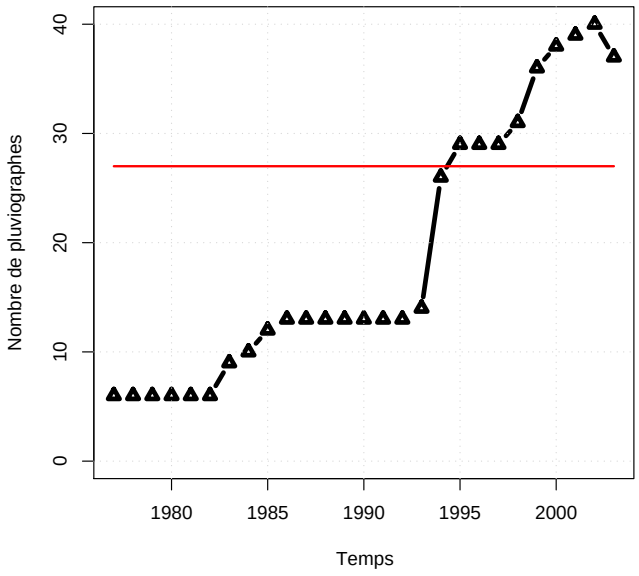


FIG. 3.2 – *Évolution du nombre de pluviographes disponibles pour cette étude sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset de 1977 à 2003. Un ordre de grandeur de la densité moyenne minimale pour réprésenter les pluies horaires a été représenté par un trait continu (en rouge) – c'est le nombre de postes minimal pour permettre de capter ou d'expliquer un peu plus d'un tiers de la variance ponctuelle du champ pluvieux horaire.*

cas pour lequel l'utilisation du radar serait très profitable, l'extrapolation du déplacement des cellules permettant en théorie de prévoir à très court terme les précipitations futures (à venir dans les prochaines heures). Un autre domaine de valorisation de l'information radar pour l'hydrologie est la connaissance spatiale des champs de précipitations. Si en théorie l'utilisation de données radar semble donc particulièrement intéressante pour la prévision opérationnelle des crues, néanmoins la réalité a fait apparaître des limitations à cette utilisation, tant dans la connaissance quantitative des précipitations déjà observées que dans le domaine de la prévision à très court terme des précipitations (Garçon, 2002). Le radar reste donc un outil au potentiel important qui, pour l'instant, est essentiellement exploré dans des travaux de recherche ; son utilisation en opérationnel restant davantage limitée au suivi qualitatif des systèmes précipitants : formation et développement des dépressions, vitesse et direction des fronts, etc.

De plus, dans le cas particulier de la zone d'étude de la Loire amont, l'expérience montre que le radar disponible, celui de Sembadel, reste d'un apport modéré [1]. D'après divers interlocuteurs, le radar de Sembadel semble être peu efficace pour la zone d'étude considérée. Et ce, pour plusieurs raisons [2]. La première est que le radar a été implanté (FIG.3.1) en limite des bassins de la Loire amont et de l'Allier amont – entre la Chaise-Dieu et Sembadel-Gare – permettant ainsi d'observer en théorie les précipitations touchant ces deux bassins : la difficulté qui apparaît est que le radar se trouve ainsi très éloigné de la zone située au sud-est (Monts du Vivarais) où les précipitations les plus intenses et les plus violentes sont généralement observées. De plus, comme il est situé sur

1. *cf.* retours d'expérience RHEA sur les dernières crues. Se référer également, pour la crue de novembre 2002, au rapport du SAC43 : *« Calamar a fourni des images erronées jusqu'à après le maximum de la crue (absence de pluie sur le sud du département) »*.

2. En plus des défauts habituellement relevés lors de l'utilisation de données radar : masques, échos fixes, atténuation avec la distance ou par des précipitations intenses, bande brillante, défauts liés à l'électronique, hétérogénéités verticales des caractéristiques de la pluie, etc.

une crête en limite de ces deux bassins, le radar se trouve déjà lui-même à une altitude importante (1108 m), rendant difficile l'observation des précipitations pouvant affecter le bassin. Enfin, il a été implanté à proximité d'une zone boisée (zone des Rivaudelles) dont les arbres ont poussé et masquent une grande partie de la moitié basse du faisceau (75% dans certaines zones (Grelat, 2002)). Pour éviter les cîmes des arbres, l'angle de site du radar doit donc être surélevé et celui-ci vise ainsi souvent dans la bande brillante [1]. Ainsi, si l'utilité du radar semble *a priori* évidente dès que l'on parle de prévision des crues rapides, la question de l'utilisation quantitative des données issues du radar se pose donc – de manière générale au prévisionniste ; et encore un peu plus, au prévisionniste situé sur la Loire amont et devant utilisé le radar de Sembadel.

Exemple de problèmes constatés dans les données Pour chaque événement pluviométrique important, les cumuls de pluies ont été tracés. Puis quatre zones ont été définies permettant de mieux visualiser la répartition spatiale et temporelle de l'événement. Ces zones correspondent à peu près à :

- L.Sup : le bassin de la Loire à Goudet (sud du bassin de la Loire à Bas-en-Basset)
- L.Hte : le bassin de la Loire à Chadrac moins le bassin de la Borne (centre du bassin de la Loire à Bas-en-Basset)
- L.moy : les bassins de la Borne, de l'Arzon, de l'Ance, et le bassin aval de la Loire (ouest et nord du bassin de la Loire à Bas-en-Basset)
- Lignon : le bassin du Lignon en entier (est du bassin de la Loire à Bas-en-Basset)

Les pluies ponctuelles cumulées et les pluies moyennes par zone cumulées sont ensuite tracées (FIG.3.3). Cet exemple illustre que le fait de tracer les pluies cumulées peut permettre à la fois de détecter des problèmes sur un poste donné, mais en même temps d'apprécier la répartition spatiale et temporelle de l'événement pluvieux – vu à travers les données. Ces figures ont donc été tracées et analysées pour l'ensemble des événements pluie-débit intéressants.

3.1.3.2 Les données d'évapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle (ETP) peut être estimée à partir de différentes formules. En ce qui concerne la prévision des crues, l'ETP n'a un rôle que pour l'estimation de l'état d'humidité initial du bassin et aura ensuite peu d'impact sur le déroulement de la crue. De plus, la thèse de Oudin (2004) a montré au pas de temps journalier la très faible sensibilité des modèles hydrologiques pluie-débit à la formule d'estimation de l'ETP. Cette thèse a également montré que l'utilisation d'une ETP à partir de valeurs décadaires interannuelles est satisfaisante. Nous avons donc utilisé une solution perfectible consistant à un calcul de l'ETP horaire selon une formule de Penman et à partir des valeurs décadaires interannuelles à la station météorologique du Puy-en-Velay (les autres stations environnantes étant celles de Clermont-Ferrand, Millau, Montélimar, Nîmes, Tarare, Vichy). Cette solution peut très probablement être améliorée, cependant, les résultats obtenus sont assez proches de ceux obtenus à l'aide d'autres techniques (*cf.* annexe A.3.3.1 page 379).

1. Zone constituée de neige ou de neige fondue, dont la température est inférieure à 0°C et donc la réflectivité est très forte.

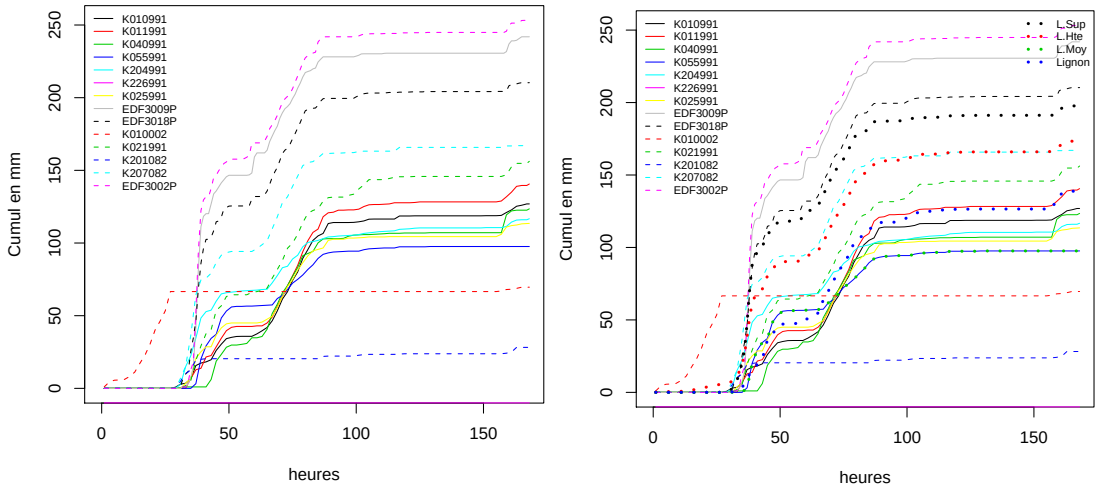


FIG. 3.3 – *Événement de septembre 1993 : à gauche, pluies ponctuelles cumulées ; à droite : pluies ponctuelles cumulées et pluies par zones cumulées. Dans ce cas précis, les stations K010002 (Goudet) et K201082 (Rogleton) ont des données suspectes. Les moyennes par zone indiquent que les cummuls les plus importants ont touché la partie des bassins les plus au sud (LSup) et que les bassins situés au nord-ouest (Lmoy) ont été beaucoup moins touchés. Il est également possible d'observer (entre 40 et 60 heures) qu'au début de l'événement le bassin du Lignon a moins été touché que le zone située au nord-est, alors que la tendance s'inverse ensuite.*

3.1.4 Les données hydrométriques

3.1.4.1 Le réseau

Il existe plusieurs réseaux hydrométriques sur le bassin de la Loire amont. Sont présentés uniquement ceux concernés par cette étude.

- Le réseau Cristal est dédié à la prévision des débits : acquisition des données en temps réel par télétransmission, stations de mesure «critiques» pour la prévision des crues. Neuf stations limnimétriques ont été choisies sur ce réseau.
- Le réseau EDF a été mis en place pour le contrôle et la gestion des ouvrages hydroélectriques. Les deux bassins pour lesquels des données sont disponibles pour cette étude sont particulièrement intéressants pour deux raisons : (1) ce sont de petits bassins versants amont, situés dans une zone à forte pluviométrie et (2) leur régime n'est pas contrôlé par des ouvrages : ils sont situés à l'amont des ouvrages et il est possible de considérer que leur comportement est *« naturel »*.

Toutes ces stations de mesure limnimétriques sont présentées de manière plus détaillée en annexe A.3.4.1 à partir de la page 383 .

Les courbes de tarage Le service opérationnel utilisant les données du réseau CRISTAL, calcule les valeurs de débits à partir de courbes de tarage qui évoluent au cours du temps : elles sont affinées ou actualisées à chaque nouveau jaugeage. La quantité de courbes de tarage utilisées est donc relativement importante (plusieurs courbes par an). Si elle permet de tenir compte de modifications éventuelles dans la relation hauteur/débit – par exemple un changement de section (même parfois au cours de la crue) –, cette démarche présente également quelques inconvénients : comme les jaugeages sont entachés d'erreurs, il est possible de ne parfois s'ajuster que sur du bruit ; de plus, lorsqu'une ancienne courbe de tarage était utilisée en extrapolation pour les valeurs les plus fortes, que de nouvelles mesures sont réalisées en hautes eaux, permettant de compléter la courbe de tarage, alors les débits forts qui étaient auparavant obtenus en extrapolation n'ont pas exacte-

Code	Nom	S (km^2)	X	Y	Z	données	notation
EDFH2803	Tauron à Cros de Géorand	20	741 008	1 978 620		1983-2002	CROS
EDFH2805	Loire à Rieutord	62	744 083	1 975 799	1012	1983-2002	RIEU
K0100020	Loire à Goudet	432	725 285	1 988 855	780	1982-2003	GOUD
K0114020	Gazeille à Besseyre-Ste-Mary	51	735 147	1 992 904	880	1990-2003	BESS
K0124010	Loire à Coubon	732	724 738	2 000 928	634	1998-2003	COUB
K0214010	Gagne aux Pandreaux	107	729 620	2 002 705	600	1998-2003	PAND
K0253020	Borne occidentale à Espaly	375	720 233	2 006 721	650	1985-2003	ESPA
K0260010	Loire à Chadrac	1 310	723 552	2 008 719	589	1977-2003	CHAD
K0403010	Lignon au Chambon/Lignon	139	754 765	2 008 282	923	1977-2003	CHAM
K0454010	Dunières à Vaubarlet	228	747 146	2 025 939	584	1977-2003	VAUB
K0550010	Loire à Bas-en-Basset	3 234	739 757	2 034 330	450	1977-2003	BASB

TAB. 3.1 – *Données de débits disponibles classées de l'amont vers l'aval. Les coordonnées X et Y sont données en Lambert II étendu; les altitudes (Z) sont en m NGF.*

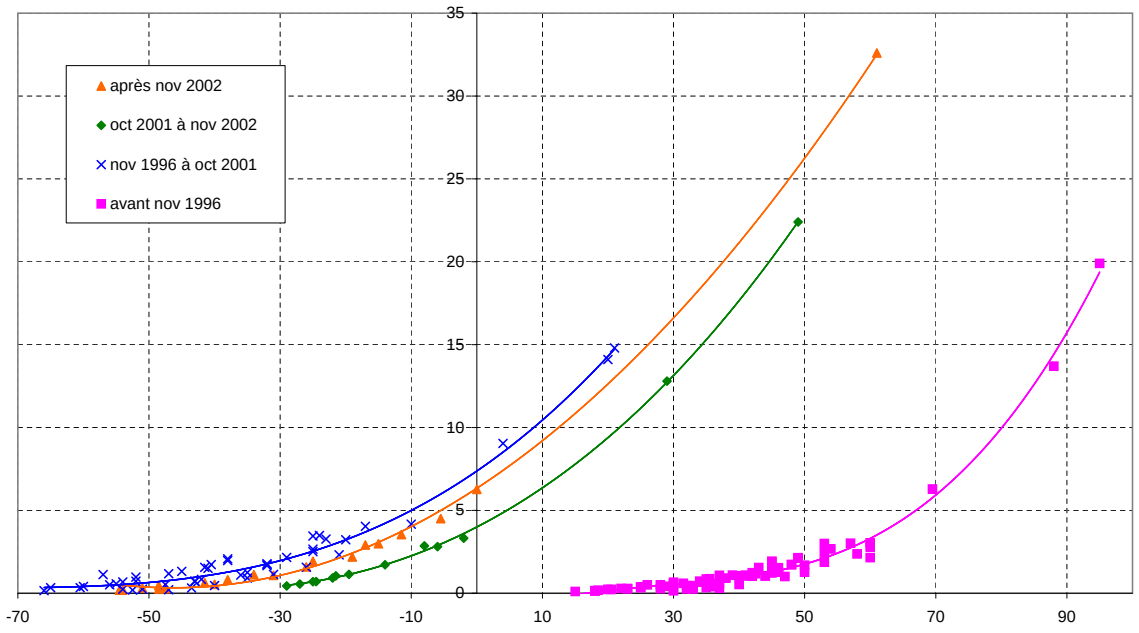


FIG. 3.4 – *Jaugeages (et quelques courbes ajustées dessus) pour la station limnimétrique de Besseyre sur la Gazeille. En abscisses sont indiquées les hauteurs (en cm) par rapport au 0 de l'échelle ; en ordonnées, les débits en (m3/s).*

ment la même signification que ceux qui sont maintenant obtenus via une partie mesurée de la courbe de tarage [1].

La plupart du temps, les données de débits fournies pour cette étude ont été utilisées directement. Cependant, pour certaines crues, des valeurs de données de débits sont apparues *« étranges »* (pour des raisons souvent différentes) lors de la phase de critique des données, voire même parfois après une première phase de modélisation. Pour ces crues, d'autres sources d'information ont donc été cherchées. Le plus souvent, il s'agit des hauteurs et des courbes de tarage correspondantes. Lorsque cela nous a semblé pertinent, de nouvelles données de débits ont été reconstituées en utilisant une courbe de tarage évaluée à partir des jaugeages réalisés sur plusieurs années. Ceci permet d'obtenir des données de débits plus cohérentes avec d'autres sources d'information (témoignage d'observateur par exemple), mais il n'existe bien sûr pas de moyen qui permette d'affirmer que ces dernières sont plus proches de la réalité que les données initiales.

1. Cette difficulté est notamment mise en avant par Renard (2006).

La figure FIG.3.4 représente l'ensemble des jaugeages réalisés sur la Gazeille à la station de Besseyre à partir de 1990 et des courbes ajustées sur ces jaugeages par période. Cette figure permet tout d'abord d'illustrer ce que produit un changement d'échelle, c'est à dire le 0 par rapport auquel on se réfère pour évaluer les hauteurs. La crue de novembre 1996 a emporté l'échelle limnimétrique de cette station ce qui explique le décalage important (environ 70 cm) entre des hauteurs correspondant aux mêmes valeurs de débits (l'échelle a donc été réinstallée plus haut après la crue de novembre 1996). Cette figure permet également de montrer l'effet sur la relation hauteur-débit d'un lit peu stable : au gré des évenements, la station est modifiée, le lit est creusé ou rempli, et la relation hauteur-débit transformée.

Les jaugeages de chacune des stations limnimétriques sont décrits et commentés par bassin dans la partie A.2.3 (pages 310 à 345).

3.1.4.2 Les erreurs et incertitudes sur les données de débits

En plus des inévitables erreurs de métrologie, les sources d'erreurs et d'incertitudes ont plusieurs origines : (1) la mesure des hauteurs elle-même (2) la transformation de hauteurs en débit via les courbes de tarage, (3) la (télé-)transmission des mesures avec parfois un décalage dans le temps et (4) la mise à pas de temps fixe des informations.

Il est également possible de rappeler l'avertissement de DIREN & EPLoire (2004) : *« En période de crue, la lecture des échelles en crue est rendue difficile par les oscillations rapides à la surface de l'eau. Les appareils de mesure effectuent donc une moyenne des mesures sur une période d'environ 30 secondes pour prendre uniquement en compte les variations importantes du niveau d'eau. Par conséquent, les hauteurs d'eau [inscrites dans ce rapport] peuvent être légèrement différentes des valeurs observées localement. »*

De plus, Renard (2006) met en garde contre les séries longues pour lesquelles des changement importants ont eu lieu dans la métrologie.

Les décalages temporels

> *« La DIREN Centre a communiqué [...] les données issues de la banque HYDRO pour cet événement à la station de Chambon sur Lignon (K0403010). Cependant ces données sont fortement décalées temporellement (pointe de crue à 6h59 le 20/10/01 alors que la pluie n'a pas encore touché le bassin du Lignon du Velay). »*

Cette remarque d'une étude sur la pluie du 18 au 20 octobre 2001 sur la Loire Amont donne à voir les difficultés qui peuvent être rencontrées suite à des décalages temporels.

Cette crue du 20 octobre 2001 au Chambon-sur-Lignon (*cf.* A.93 page 386) fournit un exemple typique d'erreurs dans les données : visiblement, il y a eu un décalage temporel dans la chronique de débit, ce qui rend impossible toute simulation des débits avec ces données. Cela poserait notamment des problèmes si on calait le modèle sur cette chronique [1].

1. Dans ce cas, la chronique a été recalée à l'aide des informations des observateurs. Quand on ne dispose pas d'autres sources d'information, une question se pose : a-t-on le droit de recaler la chronique? Et, plus généralement, quelle est la légitimité d'une telle opération visant à rendre plus cohérentes les données d'étude? En effet, réaliser une telle opération, sans l'appui d'autres sources d'observations ne revient-il pas à interpréter les données afin de les rendre cohérentes avec nos a priori sur le fonctionnement du bassin, voire plus simplement avec le modèle qu'on tire de ces a priori?

3.1.5 Les autres sources d'information

3.1.5.1 La topographie

La base de données ALTI de l'IGN (Institut Géographique National) a été utilisée pour cette étude. Un pas de 50 mètres a été utilisé pour la résolution spatiale et de 1 m en résolution verticale (altitude). Notons au passage que toutes les coordonnées utilisées dans cette étude sont exprimées en Lambert II étendu [1].
Le modèle numérique de terrain (MNT) a été traité à l'aide des algorithmes développés par Saulnier (1996) dans le cadre de son travail de doctorat et améliorés par lui-même ensuite.

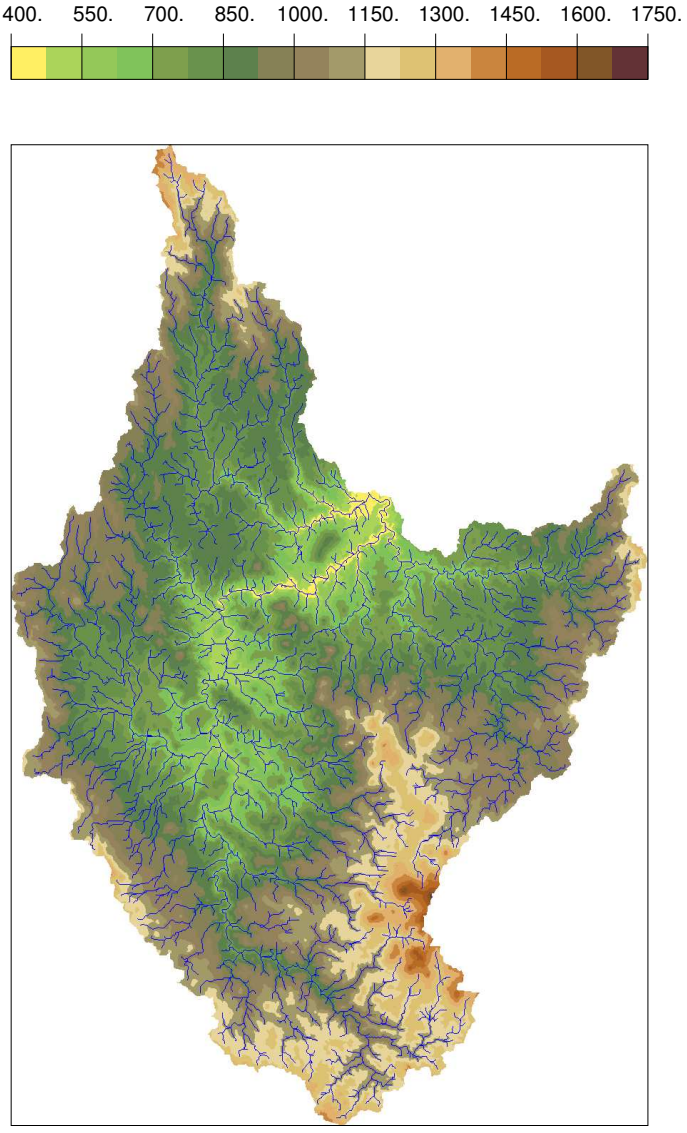


FIG. 3.5 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Bas-en-Basset obtenues à l'aide des programmes de traitements des MNT.*

Les principales étapes sont les suivantes :

- la recherche et le comblement de dépressions ponctuelles ;
- la recherche des coordonnées des exutoires des bassins à extraire ;
- l'extraction du bassin versant correspondant ;

1. Ce modèle numérique de terrain n'est pas complet et sur les plus grands bassins a été complété par un MNT au pas 75 m.

– le calcul et l'extraction du réseau hydrographique à l'aide de deux paramètres : un seuil d'aire drainée et un seuil d'indice topographique. Quand le seuil d'aire drainée diminue, la longueur du réseau hydrographique augmente. Quand l'indice topographique seuil diminue, la densité du chevelu hydrographique augmente [1].
– éventuellement :
  a) le calcul d'une fonction de transfert géomorphologique avec une vitesse d'écoulement sur les versants et une vitesse d'écoulement en rivière;
  b) un calcul des zones saturées;
  c) le tracé de cartes.

En sortie de ce traitement, sont obtenues des cartes avec la topographie, le réseau topographique, et les contours des bassins correspondants à un exutoire donné. Les traitements topographiques qui viennent d'être décrits rapidement, permettent également de calculer des isochrones et une fonction de transfert «géomorphologiques» qu'il peut être intéressant de comparer avec des fonctions de transfert identifiées différemment – par exemple, celles issues de la DPFT.

3.1.5.2 La géologie

Les sources de renseignement sur la géologie des bassins d'étude (*cf.* annexe A.2) proviennent essentiellement des cartes géologiques au 1/50 000^{e} (cartes de Burzet, de Cayres, du Puy, de Yssingeaux, de Monistrol sur Loire, de Craponne sur Arzon) et du guide régional géologique du Massif Central (Peterlongo, 1972).

3.2 Traitement et analyse des données

3.2.1 Un comportement face aux données douteuses

Quel comportement adopter face à des données *« douteuses »* ou *« erronées »* ou même (plus simplement) *« inadaptées »* ?

Différentes attitudes possibles Ce problème est fréquemment rencontré, en particulier dans les travaux de modélisation, et des comportements différents sont observés. Il est possible de considérer qu'il n'y a pas de réalité en dehors des observations, qu'on ne sera jamais à même de fournir au modèle des données *« parfaites »*. On se base alors sur toutes les données, cohérentes ou non, sans les modifier. Une autre attitude, la plus couramment utilisée, consiste à essayer d'obtenir les meilleurs jeux de données possibles, de manière à ce qu'ils soient cohérents avec, (i) les observations, (ii) le comportement des autres points de mesure et (iii) le comportement passé du point de mesure en question ou (iv) les représentations mentales que l'on a des processus. Entre ces deux attitudes, un certain nombre d'intermédiaires existent, avec plus ou moins de *« foi »* dans les données.

Une étape capitale Malgré l'importance de cette étape [2], la partie « critique et traitement des données » est souvent atrophiée - ou occultée - dans les thèses et articles : on passe la plupart du temps directement de la collecte des données à leur utilisation — par exemple ici leur application

1. Les résultats obtenus sont très sensibles aux fortes valeurs.
2. D'après Duband (1997), *« On peut affirmer sans exagération que 30 à 50% du travail consiste à critiquer les séries de données que l'on utilisera dans le calcul »*. Il parle aussi de *« partie ingrate [...], fastidieuse ou rebutante »* et ajoute *« ce n'est pas un travail "noble" »*.

en modélisation. Or, cette étape intermédiaire existe, et peut influencer de manière déterminante les incertitudes de modélisation.

Peu de repères possibles Il n'est bien sûr pas possible de savoir quelle a été la réalité, et les jeux de données constituent la seule information (forcément partielle tant dans l'espace que dans le temps) qui soit disponible sur cette réalité. Il n'existe donc pas de *« référence »* à laquelle se comparer et qui pourrait permettre de valider ou, au contraire, d'invalider certaines données.

Soit un jeu de données, les seules informations complémentaires dont il serait possible de disposer sont, soit un témoignage qui a été noté (observation d'une échelle, hauteur par rapport à une référence, heures et dates, etc.), soit un autre jeu de données dont une partie de l'information est conjointe : par exemple, pour contrôler les données d'un pluviographe, celles d'un ou plusieurs pluviographes ou pluviomètres voisins, sur les mêmes intervalles de temps ou avec une résolution temporelle moins fine. Pour contrôler des pluies de bassin ou des données de débits, il est possible de comparer entre eux les pluviogrammes et les hydrogrammes, mais ceci ne peut conduire qu'à identifier des situations étranges ou des comportements anormaux. La vérification et la critique des données consistent donc essentiellement en des tests de cohérence entre différentes sources d'informations.

Notre choix Les manuels d'hydrologie de l'ingénieur apprennent à utiliser des outils statistiques pour : (i) détecter des données défaillantes, non homogènes, etc. ; (ii) reconstituer des données. Dans le cas présent, les données vont être utilisées pour évaluer des outils de prévision de débit, c'est-à-dire évaluer des modèles. Il nous a semblé délicat d'évaluer ces modèles de transformation pluie-débit sur des données reconstituées à partir d'autres modèles (avec lesquels on a ajouté une information artificielle) : modèle de forme pour la reconstitution de crues à partir de données journalières, modèle de corrélation entre pluviomètres, etc. Il a donc été choisi de suivre la démarche suivante quand des données douteuses sont détectées :

- vérifier s'il n'existe pas d'autres enregistrements ou d'autres sources de données ;
- si c'est le cas : essayer à partir de là, de retrouver les données qui ont pu être observées.
- si ce n'est pas le cas : les données sur lesquelles on a un doute, mais dont on ne sait pas si elles sont fausses, ont été conservées ; les données dont on se doute qu'elles n'ont pas pu être observées (300 mm de pluie sur un poste, un jour où sur les autres postes une faible pluie a été observée ; les débits moyens journaliers ; etc.), ces données ont été mises en lacune, c'est-à-dire qu'on les a comptées comme absentes du jeu de données.

3.2.2 Le choix du pas de temps

A des fins de simulation hydrologique sur un bassin versant, il est nécessaire de choisir un pas de temps suffisamment faible pour que la dynamique de la montée de crue soit correctement représentée. En général, la convention est de dire qu'un minimum de trois pas de temps dans la montée de crue est nécessaire pour pouvoir la *« voir »*.
Le pas de temps horaire semble un bon compromis entre d'une part la disponibilité des données et d'autre part, la dynamique très rapide des plus petits bassins versants de notre étude.

3.2.2.1 Désagrégation temporelle des pluies

Selon l'origine et la date de nos jeux de données, le pas de temps d'acquisition des données brutes n'est pas le même :

- les données Météo France et les données EDF sont fournies au pas de temps horaire ;
- les données CRISTAL (et les données papier auparavant) sont dépouillées (ou ensuite acquises et archivées) au pas de temps de 4 heures en période normale et au pas de temps bi-horaire (2 heures) en période de crue jusqu'en 1998 ; puis à pas de temps inférieur à l'heure depuis.

Pour pouvoir utiliser ces données, il est nécessaire de les mettre à pas de temps fixe. Les données enregistrées sur des durées plus longues que l'heure ont donc été désagrégées (*i.e.* c'est à dire que l'on répartit le cumul enregistré sur k heures, en k cumuls horaires) ; et les données enregistrées à pas de temps infra-horaire ont donc été agrégées. Dans le premier cas, il faut ajouter de l'information (*i.e.* choisir comment se répartissent ces cumuls dans le temps), dans le second cas, on enlève de l'information (*i.e.* perte de la connaissance de la répartition temporelle des cumuls).
Pour mettre ces données au pas de temps horaire, ne disposant pas d'information sur leur répartition temporelle, il a été choisi de répartir le cumul uniformément sur l'ensemble des pas de temps. Cette méthode a pour principal avantage d'être facile à mettre en œuvre, même s'il est vraisemblable qu'elle ne reflète pas la réalité qui aurait pu être observée (mais aucune méthode ne le pourrait sans information supplémentaire). Pour vérifier que cette méthode de désagrégation temporelle uniforme n'ajoute pas une composante artificielle d'autocorrélation sur les pluies qui pourrait avoir un effet lorsqu'on utilise ces dernières (par exemple en entrée d'un modèle pluie-débit), quelques tests détaillés en annexe A.3.2.5 (page 374) ont été réalisés. Ceux-ci consistent essentiellement à comparer l'autocorrélation des données désagrégées et celle des données fournies initialement au pas de temps horaire.
Les résultats de ces tests montrent que sur de faibles échéances, cette désagrégation temporelle a une influence : à 1 heure (relation entre la pluie à t et la pluie à $t+1$ h), cette influence est assez forte, à 2 heures (P(t) et P($t+2$ h)) elle décroît fortement, à 4 heures (P(t) et P($t+4$ h)) elle a quasiment disparu. Par ailleurs, l'étude de la corrélation temporelle des données d'un même poste et pour différentes échéances (*cf.* FIG.A.84 et FIG.A.85 pages 377 et 377) entraîne deux conclusions :

1. La corrélation temporelle des données de pluies initialement fournies au pas de temps horaire (EDF et Météo France) est plus forte pour les postes situés dans la zone à plus forte pluviométrie (sud-est du bassin) que pour les autres postes.
2. La comparaison de la dépendance temporelle (autocorrélation) de ces données, initialement au pas de temps horaire, avec celle des données qui ont été désagrégées montre que si cette désagrégation temporelle des données a une influence, elle n'entraîne cependant pas de coefficient de corrélation des données qui soit supérieur à l'ordre de grandeur des plus fortes valeurs observées sur les données horaires.

3.2.2.2 Mise à pas de temps fixe des débits

De même que pour les données de précipitations, les données de débits ne sont pas systématiquement acquises et enregistrées à pas de temps fixe et *a fortiori*au pas de temps horaire. Il est donc nécessaire pour l'utilisation des modèles de ramener ces données à un pas de temps horaire. Les valeurs entre les observations ont donc été interpolées lorsque le délai entre deux observations successives est inférieur à un certain seuil (un seuil de 24 heures a été pris lorsque le débit varie peu ou pas ; et un seuil de 4 heures lorsque que le débit subit des variations). L'interpolation a

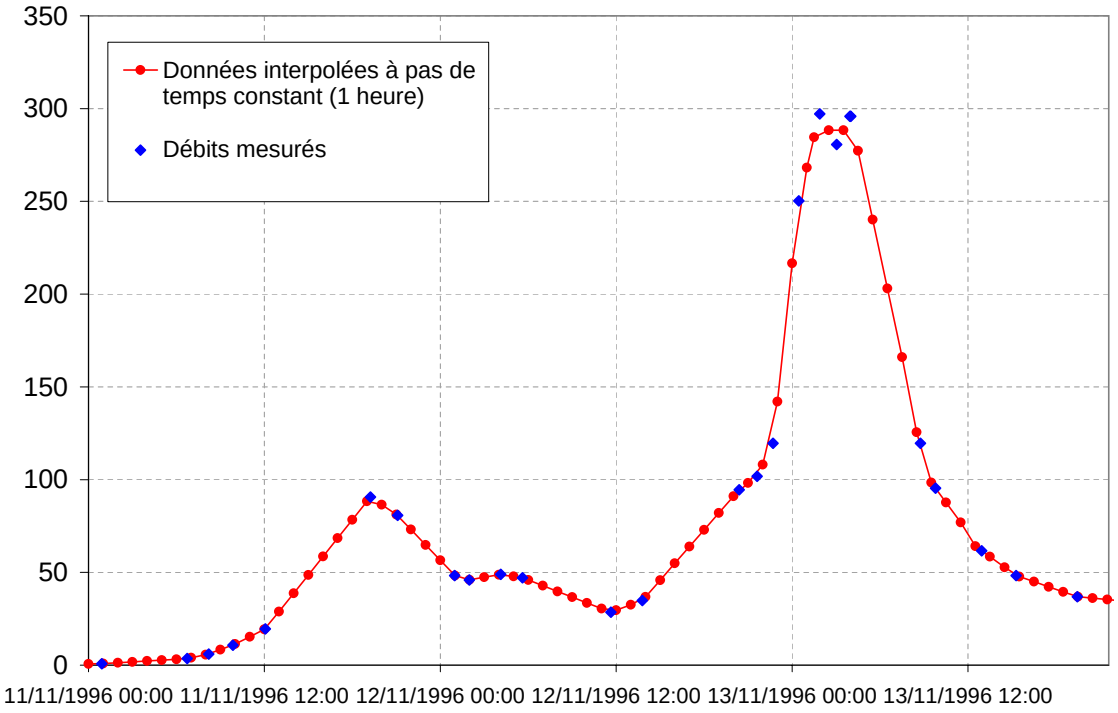


FIG. 3.6 – *Exemple de mise à pas de temps fixe des chroniques de débits.*

ensuite été réalisée de manière automatique. Pour des lacunes de 4 à 12h avec un débit subissant des variations, une analyse graphique a été réalisée de manière concomitante à l'interpolation des valeurs. La figure FIG.3.6 permet d'illustrer le cas où la durée entre deux observations est supérieure à 4 heures (par exemple l'après-midi du 12 novembre 1996 pour ce bassin). Cette figure permet aussi de montrer l'impact d'une mise à pas de temps fixe des débits sur l'estimation de la valeur de la pointe de crue : en l'occurrence, le débit maximal est sous-estimé et la mise à pas de temps fixe lisse la double pointe des débits. Le choix a été fait de conserver ces données horaires. Ainsi, l'effet de la mise à pas de temps fixe des débits qui vient d'être décrit aura donc vraisemblablement une conséquence sur les phases de modélisation (simulation et prévision) et, il faudra donc garder cette remarque en mémoire lors de l'analyse des résultats de modélisation.

3.2.3 Analyse et critique des données de pluie

Les principales sources d'erreurs lors des mesures pluviographiques ont été synthétisées en annexe A.3.1.2 page 349. Faure *et al.* (1994) remarquent de plus que les erreurs relatives de mesures pluviométriques augmentent en moyenne quand les intensités diminuent et que des écarts importants peuvent être trouvés entre des enregistrements numériques et graphiques (notamment les décalages temporels).

Il existe donc de nombreuses raisons possibles de problèmes dans les données. Il serait possible de rajouter à cette liste de sources d'erreurs des données, tous les traitements postérieurs, réalisés sur les données une fois celles-ci enregistrées, qui offrent eux-mêmes des occasions de fausser les données enregistrées.

Pour analyser et vérifier les données de précipitations de notre jeu d'étude, une série de tests allant du contrôle des moyennes annuelles interannuelles (un indicateur de la climatologie) au contrôle des données de pluie au cours d'un épisode de crue (la matière première de notre travail de modélisation de la partie II page 87) a donc été réalisée. Sont présentés ici, de manière synthétique, les différents tests réalisés ainsi que les principaux résultats. Il sera possible de retrouver en an-

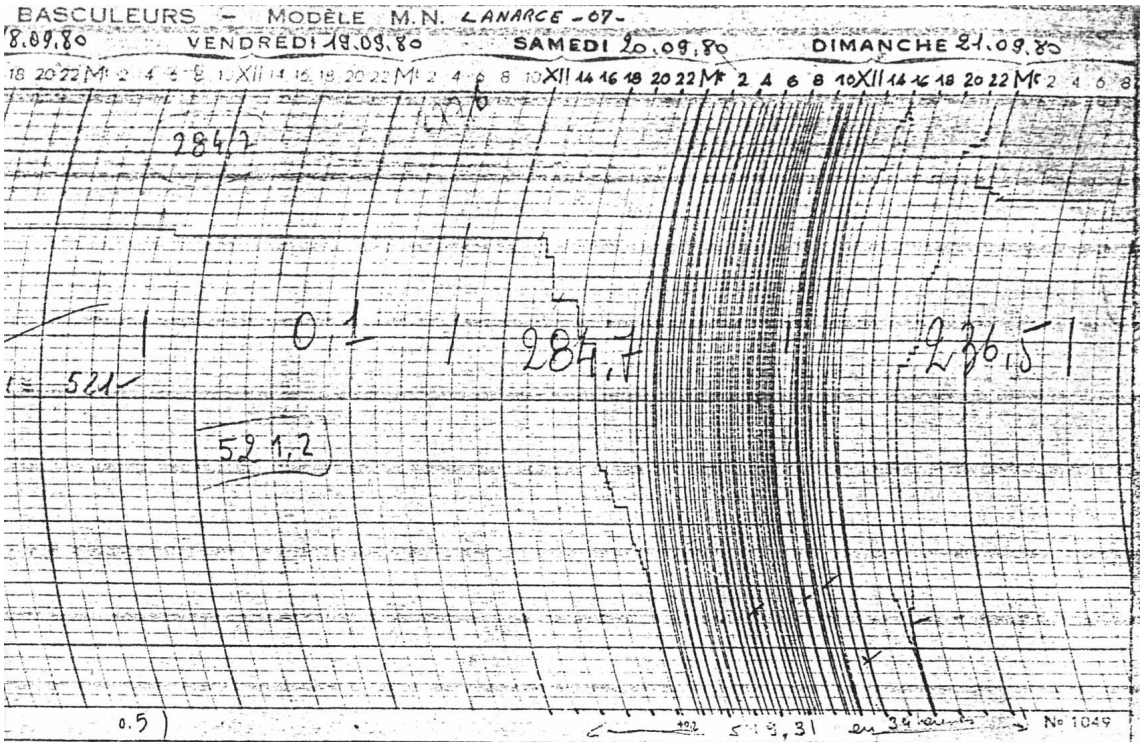


FIG. 3.7 – *Illustration des difficultés à évaluer la pluie et de sources d'erreurs possibles : extrait du pluviogramme à Lanarce lors de l'épisode de septembre 1980. Les tracés des courbes sont si proches qu'il devient difficile de les distinguer.*

nexe A.3.2.3 page 354, une description plus détaillée des tests, ainsi que différents graphiques permettant de les illustrer les principaux résultats.

3.2.3.1 Contrôles des données comme indicateurs de la climatologie

Présentation L'objectif de ce premier travail de contrôle sur les données de précipitations est de vérifier si les données utilisées dans cette étude représentent bien la climatologie. La question se justifie par les éléments suivants :

- Ce travail est réalisé avec des données horaires ce qui implique, entre autres, un plus grand nombre de pas de temps en lacune que pour des données au pas de temps journalier (et donc une sous-estimation possible des lames d'eau annuelles).
- La qualité des données opérationnelles (réseau CRISTAL) a été jugée variable au cours des études précédentes (notamment par Grelat (2002) et RIO2 (2004)). De plus, à notre connaissance, peu de critiques ont été réalisées sur ces données.
- Enfin, le jeu de données sur lequel Grelat (2002) a fait porter son effort de dépouillement et de critique a été élargi : davantage de postes pluviographiques sont utilisés (en passant de 15 postes à 40) et la période d'étude a été prolongée de mai 1999 à décembre 2003 (soit quatre ans de données supplémentaires).

Principaux tests réalisés et résultats obtenus Ces vérifications se déclinent en plusieurs points et sont présentées en détail en annexe A.3.2.3 à partir de la page 354.
Dans un premier temps, on trace l'évolution des moyennes annuelles pour chacun des postes de cette étude et on vérifie que celles-ci sont bien cohérentes avec des valeurs annuelles permettant de décrire la climatologie de cette région. (*cf.* partie A.3.2.3 page 354). Ce premier test a permis

de mettre en avant quelques cumuls annuels particulièrement élevés et quelques autres particulièrement faibles ; et ainsi d'accorder plus d'attention à ces postes et à ces années lors de la critiques des données. Cette étape sert donc essentiellement de pré-analyse.
Le second point (*cf.* partie A.3.2.3 page 355) consiste à vérifier si les valeurs annuelles interannuelles calculées à partir du jeu de données de cette étude sont cohérentes avec celles trouvées dans la littérature, *i.e.* les valeurs moyennes et, quand ils sont disponibles, les écarts-types et donc les coefficients de variations. Les résultats montrent que : (i) il existe une variabilité naturelle des séries ; (ii) que cette variabilité naturelle peut expliquer certains écarts entre des valeurs annuelles interannuelles obtenues via d'autres études et celles de notre étude ; (iii) mais qu'elle n'explique pas tout : il existe des périodes où les données du réseau CRISTAL sont par exemple concomittantes avec des postes journaliers, et dont certains écarts restent importants. Au final, des problèmes de surestimation apparaissent sur des postes situés dans la partie sud-est du bassin (Sainte-Eulalie, Issarlès). Ces surestimations peuvent être liées en partie à la prise en compte de l'année 1996 qui est très humide, mais pas seulement, et un problème – non résolu – dans les données CRISTAL de ces postes est noté. A l'opposé des sous-estimations sont mises en évidence pour les postes CRISTAL de Cayres, Fix-Saint-Geneys et Viverols.
Ensuite (*cf.* partie A.3.2.3 page 362), le gradex des pluies de chaque poste pluviographique et/ou pluviométrique disponible pour cette étude a été calculé et comparé aux gradex des postes environnants journaliers. Une variabilité spatiale est clairement mise en évidence : les valeurs des gradex des postes du sud-est sont beaucoup plus fortes que sur le reste du bassin (*cf.* FIG.A.73 page 363). Des valeurs différentes obtenues pour les mêmes postes – mais à des emplacements légèrement différents – laissent penser que tous les morceaux de chroniques en une même station ne sont pas représentatifs de la même façon.
Ensuite a été étudiée la cohérence des postes entre eux du point de vue de leur évolution mensuelle (valeurs au fil des mois et valeurs interannuelles). Cette étape a notamment permis de détecter quand des postes étaient en panne et n'étaient pas toujours indiqués en temps que tels. Dans le point A.3.2.3 (page 364) est montré un exemple de l'intérêt d'une telle comparaison pour observer la variabilité spatiale des cumuls de pluie.

3.2.3.2 Contrôle des pluies de bassin calculées

La pluie de bassin est calculée par une méthode d'interpolation à partir de données ponctuelles. Elle constitue donc une sorte d'intégration de la qualité des données disponibles sur le bassin.
Des valeurs annuelles interannuelles ponctuelles sont comparées à l'échelle locale et une vérification des données ponctuelles par sous-bassin est réalisée. Cette partie (*cf.* partie A.3.2.4 page 366) est très intéressante à la fois pour obtenir une représentation des caractéristiques de la pluviométrie à laquelle est soumis chaque bassin, mais cela permet également de tester la cohérence entre elles, des différentes sources d'information disponibles. Ceci permet également de voir comment la pluie de bassin estimée peut évoluer selon le réseau disponible. Sont également comparées, ces valeurs de pluies de bassins calculées avec celles de la littérature d'une part et les lames écoulées moyennes internanuelles et l'ETP interannuelle d'autre part (*cf.* A.3.2.4 page 370).

3.2.3.3 Contrôle des données de pluie par événement

Les test précédents ont permis de tester la qualité globale des données. Cette vérification est intéressante à la fois pour avoir une opinion sur la qualité générale des données mais aussi dans le cas de modèles hydrologiques fonctionnant en continu, pour être capable de comprendre certaines contraintes sur les paramètres des modèles. Une fois ces premiers tests réalisés, un point plus par-

ticulièrement intéressant pour un travail sur les crues de la Loire supérieure apparaît : la qualité de ces données de pluie au cours des épisodes (de pluie, de crue) sélectionnés. Pour cela, pour chaque épisode ont été tracés :

- les pluies moyennes calculées à partir de différentes méthodes d'interpolation (moyenne arithmétique, polygones de Thiessen et krigeage ordinaire) et les courbes de débits correspondantes
- l'ensemble des hyétogrammes (a) superposés ou (b) disjoints ; permettant ainsi de détecter des valeurs anormales dans les valeurs de précipitations
- les valeurs de précipitations cumulées par poste et par zone de la région d'étude.

3.2.3.4 Conclusions

Ces différents tests ont permis de se faire une opinion un peu plus précise sur la qualité générale des données. Il semble que si on retrouve bien la climatologie à travers les données horaires, la tendance est plutôt à la sous-estimation en raison du nombre de lacunes plutôt important, même si faire des moyennes à partir d'années à forte pluviométrie (1996-2003) permet en partie de compenser cette défaillance.
Cette phase d'analyse à l'aide de tests de cohérence a également permis d'isoler les cas où des données *« étranges »* apparaissent. Selon la situation, la donnée a été soit corrigée à l'aide d'autres sources d'informations s'il en existe, soit mise en lacune, soit conservée s'il s'avère que bien qu'étrange, elle puisse être réaliste. Les analyses des pluies par événement ont montré les nombreuses pannes ou défaillances des appareils pluviographiques (bouché, partiellement bouché, etc). Ce jeu de données de pluies issus de services opérationnels est donc très riche (beaucoup de postes, données à pas de temps fin). Il a été examiné lors de différents contrôles : certaines erreurs ayant pu être corrigées, d'autres non en raison d'un défaut d'informations complémentaires permettant de le faire de manière assurée. Le temps passé à l'analyse de ces données est important, mais devant l'ampleur de la tâche (jusqu'à 27 ans de données mises au pas de temps horaire), il est possible que des défauts dans ce jeu de données subsistent encore.

3.2.4 Analyses des données de débits

Une analyse des données de débits pour les onze bassins d'étude a été réalisée.
Quelques exemples de contrôles peuvent être lus en annexe A.3.4.3 à partir de la page 384

Caractéristiques des données Les caractéristiques présentées dans le tableau TAB.3.2, sont donc celles issues de l'analyse du jeu de données à notre disposition, mélangeant des débits instantanés et des débits moyens désagrégés. Une comparaison avec les données de la banque HYDRO permet de vérifier que les données dont nous disposons sont, la plupart du temps, suffisamment représentatives des débits des bassins versants, malgré leur hétérogénéité et le nombre d'années disponibles parfois assez réduit (6 ans pour Coubon et Pandraux ; 14 ans pour Besseyre). On peut toutefois noter que ce n'est pas exactement le cas pour les observations réalisées à Coubon.

Qualité des jeux de données Comme cela a été noté précédemment, les données de débits des stations CRISTAL (9 stations sur les 11) ne sont pas homogènes. Pour la plupart des données les plus anciennes (à l'exception de quelques événements de crues particulièrement intéressants), on ne dispose que des débits moyens journaliers (QMJ), alors que pour les années récentes et pour les crues dont les hydrogrammes sont disponibles et ont été dépouillés, on dispose de débits instantanés.

Bassin	Années	Moy	éc-t.	CV%	Min	Max (date, Qsp)	10%	Méd	90%	95%	99%
Cros	20	0.7	1.8	2.6	0.02	90 (nov 02[a], Qsp=4.5)	0.08	0.31	1.58	2.65	5.92
Rieutord	20	2.7	6.9	2.5	0.03	443 (sept92, Qsp=7.4)	0.21	1.15	5.69	8.08	23.38
Goudet	22	5.0	11.2	2.4	0.44	868 (nov 96, Qsp=2.0)	1.56	2.88	8.23	12.43	37.16
Besseyre	14	1.3	1.9	1.5	0.01	81 (nov 96, Qsp=1.6)	0.25	0.81	2.54	3.69	7.78
Coubon	6	8.1	15.9	2.0	1.35	644 (oct 01, Qsp=0.9)	2.51	5.50	13.33	19.54	52.25
Pandreaux	6	1.6	3.1	1.9	0.01	103 (dec 03, Qsp=1.0)	0.15	0.90	3.35	4.45	10.95
Espaly	19	3.1	4.2	1.5	0.09	185 (dec 03, Qsp=0.5)	0.64	1.69	6.06	8.78	21.23
Chadrac	27	14.8	24.1	1.6	0.72	1361 (nov96, Qsp=1.0)	3.63	9.07	28.72	40.76	94.13
Chambon	27	3.2	6.2	1.9	0.01	291 (nov 96, Qsp=2.1)	0.32	1.88	6.63	9.60	22.83
Vaubarlet	27	3.4	3.8	1.1	0.03	104 (dec 03, Qsp=0.5)	0.58	2.40	6.75	9.33	17.77
Bas-en-B	27	37.3	51.5	1.4	1.24	3484 (sept 80, Qsp=1.1)	6.45	23.73	79.97	108.20	209.44

a : cette valeur de débit maximum apparaît également lors des crues de janvier et novembre 1996

TAB. 3.2 – *Récapitulatif des caractéristiques des débits des bassins d'étude ($m^3.s^{-1}$). Le débit spécifique Qsp est indiqué en $m^3.s^{-1}.km^{-2}$.*

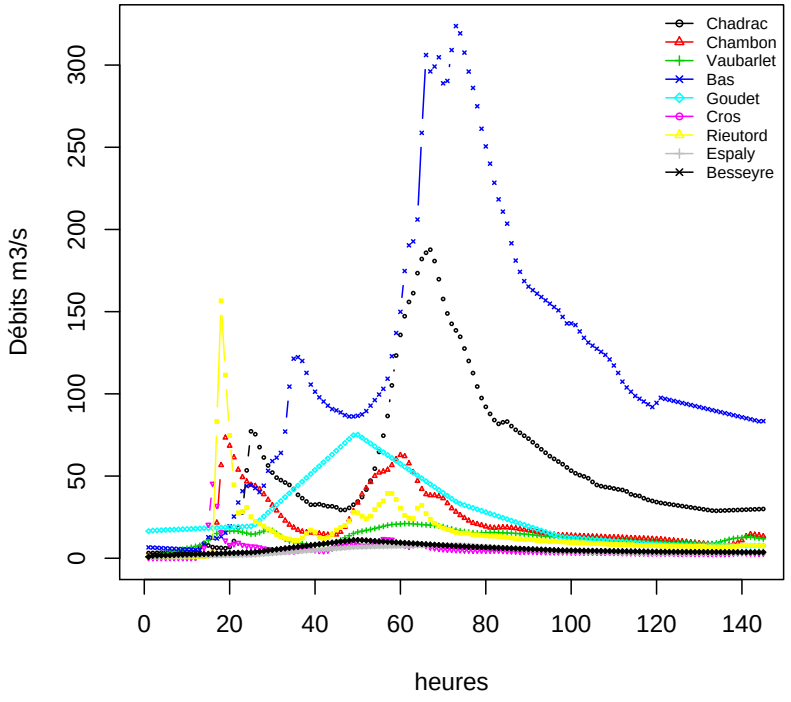


FIG. 3.8 – *Évolution des débits au cours de la crue de septembre 1993. Ce type de figure permet de (1) visualiser la cohérence entre les valeurs et la chronologie des pics de crue de l'amont vers l'aval et (2) rappeler la présence de données moyennes journalières (QMJ) discrétisées au pas de temps horaire (exemple ici des données de débits à Goudet).*

Validité des données Pour les stations hydrométriques du réseau Cristal, nous avons tracé les résultats des jaugeages qui nous ont été transmis. Ceci permet de vérifier, la cohérence de la relation hauteur-débit, sa précision, et également d'observer à quelles occasions, des modifications importantes ont eu lieu (FIG.3.4, page 57). Ces valeurs ont également permis d'évaluer pour chaque station, la validité[1] des valeurs de débit fournies. Par exemple, dans le cas de Bas-en-Basset (FIG.3.9), on peut ainsi d'observer rapidement quels sont les débits estimés en extrapolation de la courbe de tarage.

1. Lang *et al.* (2006) ont montré, sur un échantillon de 325 stations hydrométriques principalement situées dans le sud-est de la France, que pour plus de la moitié des stations, aucun jaugeage sur une crue de période de retour supérieure à 2 ans n'existe.

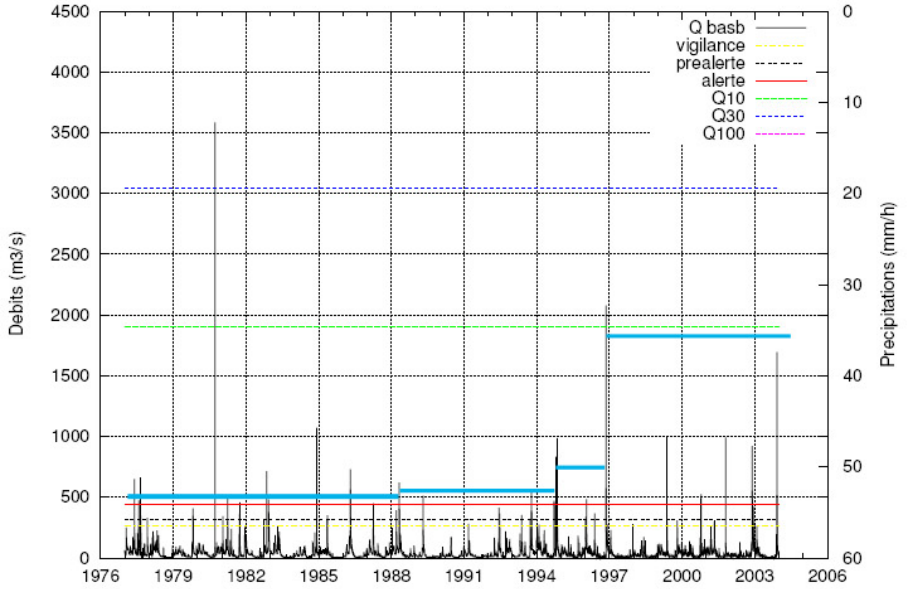


FIG. 3.9 – *Ensemble des débits de la Loire à Bas-en-Basset (1977-2003). Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

A l'échelle de la crue Enfin des évaluations ont été réalisées à l'échelle de la crue : calcul des coefficients d'écoulement (parfois supérieurs à 1 dans le cas de mobilisation de manteau neigeux – ou de sous-estimation de la lame d'eau précipitée ?) ; cohérence de la relation des débits amont-aval.

Synthèse du chapitre

Sur les sources d'information Pour cette étude, plusieurs réseaux ont été utilisés tant pour les mesures de précipitations (CRISTAL, EDF et Météo France) que pour les mesures de débits (CRISTAL et EDF).

Sur la qualité des données En ce qui concerne le réseau CRISTAL (*i.e.* la principale source d'information), la qualité des données (ex : données instantanées plutôt que moyennes, détection des pannes), ainsi que leur résolution spatiale et temporelle sont fortement variables dans le temps (la qualité s'améliore avec le temps). Quelques principes et recommandations sur les points concernant les données qui apparaissent les plus importants à l'issue de ce travail ont été rassemblés (annexe A.3.5 page 391).

Sur le choix du pas de temps Un pas de temps horaire a été choisi afin de pouvoir reproduire la dynamique des crues les plus rapides (sur les petits bassins).

Sur l'attitude face aux données douteuses Nous avons décidé de ne pas corriger les données identifiées comme douteuses ou erronées, sans la présence d'une source permettant de les corriger sans utiliser de modèle *a priori*. Ce choix a été fait de manière à ne pas évaluer les modèles sur des valeurs de données que l'on aurait arrangées pour qu'elles soient cohérentes avec les *a priori*que l'on a sur le fonctionnement du système.

Au final... A l'issue de ce chapitre, un jeu de données dont on connaît la qualité inégale, avec des postes plus ou moins bien informés, a été obtenu et transformé de manière à se prêter à une évaluation de modèles pluie-débit.

4 Les événements d'étude

Sommaire

Introduction **71**
4.1 Sélection des jeux de données : méthodologie **71**
4.1.1 Les différents types d'événements pluie-débit 71
4.1.2 Une sélection sur les pluies 73
4.1.3 Une sélection sur les débits 74
4.1.4 Finaliser la sélection 74
4.2 Analyse des jeux de données sélectionnés **76**
Synthèse du chapitre **81**
Conclusions de la partie I **83**
Introduction à la partie II **87**

Introduction

Des données *« rares »* Les périodes de crues ou de fortes pluies ne représentent qu'une faible partie des enregistrements de pluie ou de débit. Comme le montrent la figure FIG.4.1 ou le tableau TAB.3.2 (page 67), un très faible nombre de pas de temps correspond réellement aux crues, c'est-à-dire aux événements intéressants dans le cadre de cette étude (moins de 1% de l'ensemble des pas de temps).

Une analyse spécifique Il convient donc de définir plus particulièrement les parties des chroniques de précipitations et de débits qui correspondent à des événements pouvant concerner cette étude[1]. Notamment, il a été vu dans le chapitre 2 que les événements de pluie et de crue étaient très variables dans le temps et dans l'espace. Dans le présent chapitre, on s'interroge sur la relation pluie-débit, c'est-à-dire identifier quelles en sont les caractéristiques et comment celles-ci varient.

4.1 Sélection des jeux de données : méthodologie

4.1.1 Les différents types d'événements pluie-débit

Tous les événements intenses de pluie n'ont pas pour conséquence des réactions remarquables des débits, et réciproquement toutes les crues ne sont pas provoquées par des épisodes de pluie

1. *cf.* A.2.2 page 306 et A.4 page 392 pour davantage d'information sur ces parties.

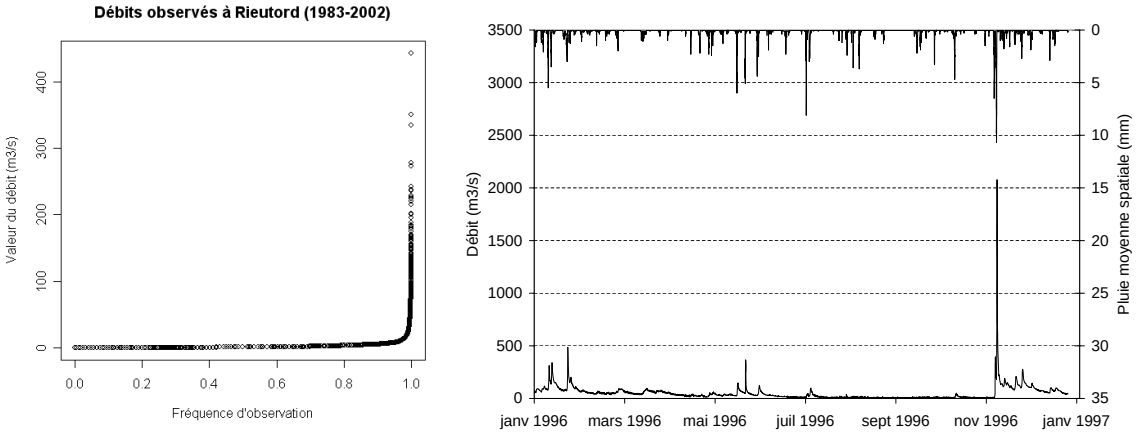


FIG. 4.1 – *Illustration de la sous-représentation des événements de crues par rapport à l'ensemble de la chronique ; deux exemples : à gauche, la distribution des débits observés à Rieutord sur l'ensemble de la chronique (1983-2002) ; à droite, pluies et débits de l'année 1996 à Bas-en-Basset.*

intenses. C'est d'ailleurs cette particularité qui, sur le cas particulier de la prévision des crues, permet la valorisation des modèles pluie-débit par rapport aux outils météorologiques. Il est possible de sélectionner des événements d'étude selon différents critères, par exemple selon l'intensité ou le cumul de précipitations ou selon la réactivité des bassins et l'ampleur (ou non) de la crue. Plusieurs cas, peuvent être identifiés :

1. les événements de **pluies intenses avec une montée significative des débits**. Ces événements sont ceux qui sont le plus intéressants : il a été vu dans la présentation des bassins que ce sont les événements les plus forts et les plus violents du point de vue des débits.
2. les événements de **pluies faibles avec une montée significative des débits**. Ces événements sont également intéressants car ils exploitent les aspects hydrologiques de transformation des précipitations en débits. Cependant ces événements ne sont pas en général les plus forts. De plus, il faut noter qu'un certain nombre d'entre eux correspondent à une fusion d'un manteau neigeux, processus qui ne sera pas étudié ou pris en compte dans notre travail.
3. les événements de **pluies intenses n'entraînant pas de réaction significative des débits**. Ces événements pourraient être écartés. Cependant, il semble important que les outils utilisés puissent également reproduire ces événements-là afin de ne pas être biaisés (notamment lors du calage) et de pouvoir représenter des processus qui expliquent cette non réactivité (infiltration par le bassin essentiellement) [1].
4. les événements de **pluies faibles entraînant peu de réaction au niveau des débits**. On aimerait bien sûr que les modèles puissent simuler ou prévoir tous les types d'épisodes, et en cas de succès, cela rassurerait sur la bonne représentativité des principaux processus caractéristiques de fonctionnement des bassins versants. Néanmoins, ces événements-là sont moins cruciaux à bien représenter dans une perspective de prévision des crues.
5. enfin les cas de **pluies nulles sans réaction de débit** ne sont pas intéressants lorsque l'objet d'étude est la prévision des crues, à part éventuellement pour vérifier que les modélisations ne sont pas aberrantes [2].

1. De plus, dans une optique de prévision, il est capital de ne pas avoir « *trop* » de fausses alertes.

2. et également quand des modèles fonctionnant en continu sont utilisés, pour vérifier que l'état du bassin (récessions, étiages, etc) est correctement simulé.

Pour prendre en compte les événements de type 1 ou 2, un critère de sélection sur les débits sera suffisant. Cependant, il ne permet pas de prendre en compte les événements de type 3 qui sont également intéressants : il faut donc compléter cette sélection par un critère sur les pluies.
De plus, un événement de crue peut avoir une extension spatiale plus ou moins importante selon l'extension spatiale de la pluie qui le génère et selon les différences de caractéristiques influençant la réactivité des bassins versants. Un événement peut donc se produire :

(a) sur l'ensemble des bassins versants d'une région ;

(b) sur une partie des bassins versants ;

(c) sur un unique bassin.

Cette extension spatiale des événements va donc également être prise en compte lors de la sélection et de la classification des épisodes.

4.1.2 Une sélection sur les pluies

Dans une optique d'utilisation des modèles hydrologiques en prévision, il est important de pouvoir partir d'une information pluviométrique. De plus, si les modèles hydrologiques ne sont calés que sur des épisodes pluie-débit pour lesquels les débits ont réagi, certains processus tels que l'infiltration de la pluie dans le sol (par exemple dans le cas des orages estivaux qui n'entraînent pas de réaction majeure des débits) ne vont pas bien être représentés et, à une pluie d'entrée donnée, les modélisations simuleront toujours une réaction du débit ce qui n'est pas réaliste. Il faut donc partir d'une sélection sur les pluies. Pour réaliser cette sélection, la méthodologie proposée par Datin (1998) a été suivie et modifiée (passage d'une pluie de bassin à une pluie ponctuelle et changement des seuils et des durées de cumuls).

Durée de cumul (h)	1	4	12	24
Seuil (mm)	20	30	60	100

TAB. 4.1 – *Seuils de sélection des événements sur les pluies ponctuelles.*

Par rapport à Datin (1998) [1], les valeurs de seuils ont été adaptées aux bassins de la Loire supérieure et les durées de cumul représentatives raccourcies : des durées de 1 h, 4 h, 12 h et 24 h ont été choisies.
Pour calculer les valeurs de seuils sur ces durées, pour chaque durée de cumul, les valeurs correspondant à une trentaine d'épisodes les plus forts en débits ont été calculées. La condition que doivent remplir les seuils sur les pluies est la suivante : toute crue d'origine pluviale appartenant au jeu des 30 crues fortes sélectionnées doit pouvoir également être sélectionnée à partir d'un des seuils sur les pluies pour au moins un pluviomètre. Les seuils sur les pluies, issus de cette sélection sont rassemblés dans le tableau TAB.4.1 et peuvent être comparés aux seuils de la littérature [2]. Les seuils choisis au cours de cette étude sont volontairement un peu élevés : car il s'agit de pouvoir ajouter à notre sélection les épisodes pluvieux **intenses** n'ayant pas engendré de variation significative des débits.

1. Pour fixer les idées, on peut rappeler les valeurs utilisées par l'étude de Datin (1998) sur le bassin de l'Ardèche qui lui ont permis de sélectionner 53 épisodes sur une période de 12 ans (1984-1995) : 60 mm en 24h; 110 mm en 48h et 150 mm en 72h.

2. Météo-France (Deblaère, 1998) prend les seuils suivants : sur un seul pluviomètre 190 mm pour l'Ardèche et 100 mm pour la Haute-Loire en une journée ; tandis que les seuils standards de Météo-France sont : 26 mm en une journée, 36 mm en deux jours et 48 mm en quatre jours. Enfin, sur le bassin du Lignon, Brun (2001) utilise les seuils suivants sur les pluies de bassin : 20 mm en 2 heures, 50 mm en 12 heures.

4.1.3 Une sélection sur les débits

Une méthode alternative pour sélectionner des épisodes peut consister à garder les épisodes de crues (et donc ceux de pluie correspondants) dont le pic a dépassé la valeur d'un certain seuil. Le choix du seuil est important car il détermine la gamme de crues à laquelle on s'intéresse et pour lesquelles vont être calés ensuite les modèles hydrologiques : avec un seuil trop haut, peu de crues vont être isolées et notre analyse risque de dépendre fortement de certains événements avec leurs particularités propres (voire même avec leurs erreurs de mesures propres); avec un seuil trop faible, le risque est de prendre en compte un nombre de crues trop important et de ne plus donner autant de poids aux crues les plus fortes en les *« noyant »* dans un jeu d'événements trop large.
La sensibilité de la sélection des jeux d'événements de crues au choix du seuil a donc été étudiée. Dans les services opérationnels de prévision des crues, des seuils existent déjà, correspondant aux phases de *« vigilance »*, *« pré-alerte »* et *« alerte »*. Parmi les valeurs seuils existantes, il existe également celles correspondant aux périodes de retour des débits de crues (par exemple débit décennal, trentennal, centennal). Enfin, il est également possible de choisir ce seuil comme le multiple du débit horaire moyen $(k * Q_{moy})$ sur le bassin. Ce multiple peut également exprimer, s'il est correctement choisi, les seuils évoqués précédemment (seuils de la chaîne d'alerte ou seuils de période de retour), comme cela est montré dans le tableau TAB.4.2. Pour fixer les idées, sur la figure FIG.4.2, a été représentée, en fonction de la valeur du coefficient k, l'évolution du nombre d'événements de crues sélectionnés. L'analyse de cette courbe montre que pour les plus petits bassins la variabilité des débits est plus importante [1] : pour un seuil donné, le nombre d'événements sélectionnés est supérieur pour ces bassins. D'après cette figure, une valeur seuil de 15 fois le débit horaire moyen semble un bon compromis pour une pré-sélection des épisodes : le nombre d'événements sur les petits bassins très réactifs n'est pas trop élevé et celui sur les grands bassins moins réactifs n'est pas trop faible. Par ailleurs, d'après le tableau TAB.4.2 des valeurs de 15 à 20 pour k, correspondent à peu près à la phase de pré-alerte pour les bassins à enjeux [2].

4.1.4 Finaliser la sélection

Enfin, on ajoute à cette sélection, s'ils n'en font pas déjà partie, les épisodes identifiés par les services opérationnels (SAC 43 et/ou DIREN Centre) et lors des études précédentes (Casteill *et al.*, 1988; Grelat, 2002; Brun, 2001; Valdes, 2002).
Ainsi un épisode est sélectionné et jugé potentiellement intéressant pour les onze bassins soit,

- si un des cumuls sur au moins un pluviomètre dépasse les seuils indiqués
- si un des débits dépasse le seuil de 15 fois le débit moyen (pour les petits bassins amont (surface < 200 km^2) et 10 fois pour les plus grands bassins (surface > 200 km^2)
- s'il a déjà été répertorié dans une liste d'épisodes pluie-débit

Cette sélection a permis d'obtenir un jeu de 199 épisodes présentant un caractère intéressant pour au moins un bassin. Parmi ces épisodes, une trentaine correspondent à des crues importantes se produisant sur au moins deux bassins versants; et trois épisodes correspondent à des événements particulièrement intenses sur la quasi-totalité des bassins : il s'agit des crues de septembre 1980, de novembre 1996 et de décembre 2003.

1. Exception faite de la Loire à Coubon et la Gagne aux Pandreaux dont l'historique des données est trop court pour être véritablement comparé aux autres.

2. A titre de comparaison, Brun (2001) utilise les seuils suivants sur les pluies de bassin : 20 mm en 2 heures, 50 mm en 12 heures tandis que sur les débits, un premier seuil à été pris à 50 m^3.s^{-1} et un second seuil à 100 m^3.s^{-1}, c'est-à-dire à peu près 15 et 30 fois le débit moyen du Lignon au Chambon sur Lignon.

Bassin	Cros	Rieu	Goud	Bess	Coub	Pand	Espa	Chad	Cham	Vaub	Basb
Q moy	0.7	2.7	5.0	1.3	8.1	1.6	3.1	14.8	3.2	3.4	37.3
Q vigilance			50				36	135	48	40	260
k			10				11	9	15	12	7
Q préalerte			125				51	165	69	55	316
k			25				16	11	22	16	8
Q alerte			165				70	200	85	70	444
k			33				23	13	26	20	12
Q décennal		280[a]	500			170[a]	140	750	190	100	1900
k		104	100			105	45	50	60	30	50
Q trentennal			1000				260	1300	370	170	3040
k			200				83	88	115	50	81
Q centennal		675[b]	1600			350[a]	400	2000	750	255	4500
k		250	320			220	130	135	235	75	120

(a) Source Banque HYDRO ; Alvarez (2000) utilise une valeur de 375 correspondant à k=140
(b) Source Alvarez (2000)

TAB. 4.2 – *Valeurs des coefficients k correspondant à chacun des seuils de débits existants déjà. Sauf mention contraire, les valeurs des seuils de vigilance, pré-alerte, alerte et celles des crues de période de retour 10, 30 et 100 ans sont issues des données du SAC 43* (i.e. *d'après les documents de travail de J.-P. Perdrizet). (Note : les débits sont présumés être des débits instantanés, exprimés en* $m^3.s^{-1}$ *).*

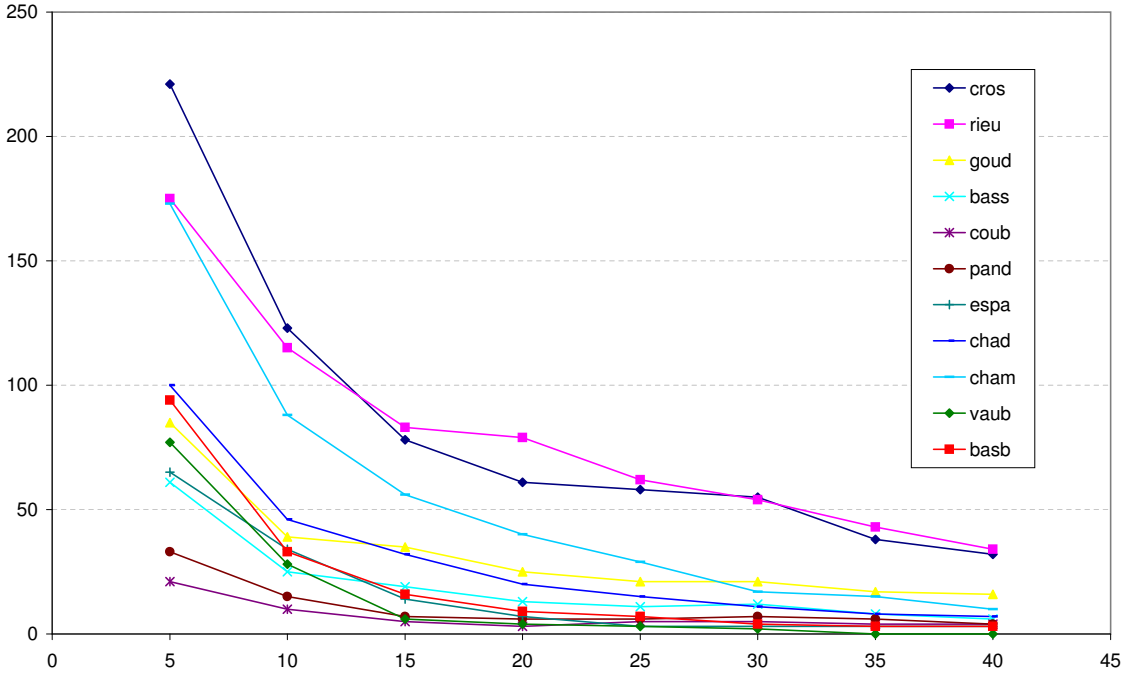


FIG. 4.2 – *Évolution du nombre d'événements sélectionnés par bassin selon la valeur du multiple du débit horaire moyen. Par exemple, si on choisit pour le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon, une valeur de 15 pour k, correspondant à un seuil de 15 fois le débit horaire moyen, c'est-à-dire environ* $15 \cdot 3.2\ m^3.s^{-1} \approx 48\ m^3.s^{-1}$*, alors le nombre d'épisodes sélectionnés est légèrement supérieur à 50. On comprend bien, à travers cette figure que le seuil devra être choisi comme un compromis entre la prise en compte d'événements intéressants (notamment les plus rares) et leur nombre qui ne doit pas être trop élevé pour permettre une étude raisonable.*

A partir de ce jeu de 199 épisodes, ont été retirés, par bassin :

– les épisodes situés hors de la période d'étude (par exemple la crue de septembre 1980 pour le bassin de la Gazeille à Besseyre dont la période d'étude est 1990-2003)

Even	Bassin	Origine	Intensité P	Max P (24h)	Réaction des Q	Qpic	Vol
19800920	Tous	Cévenole	exceptionnelle	400 mm Issarlès	très forte	3500	170
19961111	Tous	Cévenole	très forte	270 mm Ste Eulalie	forte	2000	100
20031201	Tous		forte	200 mm Ste Eulalie	forte	1700	350

TAB. 4.3 – *Caractéristiques des trois principaux événements. Les débits maximaux (Qpic [$m^3.s^{-1}$]) et les volumes écoulés (Vol [$10^6 \cdot m^3$]) sont exprimés à Bas-en-Basset.*

- les épisodes pour lesquels les données ne sont pas suffisantes (typiquement lorsque les données de débits sont issues de débits moyens journaliers (QMJ) plutôt que des débits instantannés)
- enfin des épisodes pour lesquelles les données de débits sont manquantes ou très douteuses.

A l'issue de cette sélection, un nombre variable (45 à 163) d'épisodes a été retenu pour chaque bassin. Vu le mode de sélection réalisé, pour un bassin donné, l'épisode peut appartenir à n'importe lequel des cinq types d'événements identifiés plus haut (*cf.* 4.1.1 page 72).
Enfin, une dernière étape consiste à choisir les dates de début et les dates de fin d'épisode. Celles-ci doivent permettre de prendre en compte à la fois les pluies qui ont généré la crue et la crue elle-même. On choisit pour des raisons pratiques de faire débuter tous les épisodes à minuit (0:00) et de les faire finir à 23:00. Pour le choix du début de l'événement et la prise en compte des pluies antérieures, on se limite, comme le font Carpenter & Georgakakos (2004) au maximum à deux jours avant la montée des débits. Pour la fin de l'événement, on choisit dans la récession, la fin de journée la plus proche de la transition entre la décrue et le tarissement.

4.2 Analyse des jeux de données sélectionnés

Bassin	Chad	Cham	Vaub	Basb	Goud	Cros	Rieu	Espa	Bess	Coub	Pand
1	38	62	32	41	44	74	72	14	29	12	11
2	13	25	11	14	8	14	5	18	6	2	10
3	3	7	12	12	18	17	22	7	11	5	5
4	33	54	41	64	38	58	63	42	32	26	29
NA	112	51	103	68	91	36	37	118	121	154	144

TAB. 4.4 – *Répartition des épisodes sélectionnés par type d'événement, selon la classification proposée en 4.1.1. (1) correspond à un épisode où une pluie forte entraîne une variation de débit importante ; (2) correspond au cas où on observe une variation de débit importante alors qu'une faible pluie a été observée ; (3) correspond au cas d'une pluie forte n'entraînant pas de variations de débit importantes ; enfin, (4) correspond au cas d'une pluie faible ou nulle et d'une variation de débit faible ou nulle. NA correspond au cas où les données ne sont pas utilisables. Pour quantifier l'importance des pluies (fortes ou faibles), un seuil de 20 mm en une journée sur la pluie moyenne a été utilisé. Pour quantifier l'importance de la variation de débit, le critère choisi est la valeur maximale du débit atteint comme un coefficient du débit moyen (une valeur de 5 fois le débit moyen a été prise pour tous les bassins).*

Les épisodes issus de l'échantillon (2) (*cf.* TAB. 4.4), sont ceux qui ont été identifiés comme intéressants soit du point de vue des pluies, soit du point de vue des débits, sur au moins un des bassins d'étude. Leur répartition a été analysée.
La figure 4.3 montre qu'un nombre plus faible d'épisodes ont été sélectionnés durant les premières années (1977-1990). Il peut y avoir plusieurs raisons à cela : tout d'abord, au cours des premières années d'étude, un nombre plus faible de bassins est étudié (4 de 1977-1981 ; 5 en 1982 ; 7 de 1983 à 1984) ; ensuite, la qualité des données de pluies et de débits est moindre (nombre de cas plus importants où les données de débits sont des moyennes journalière (QMJ) et pluie moyenne

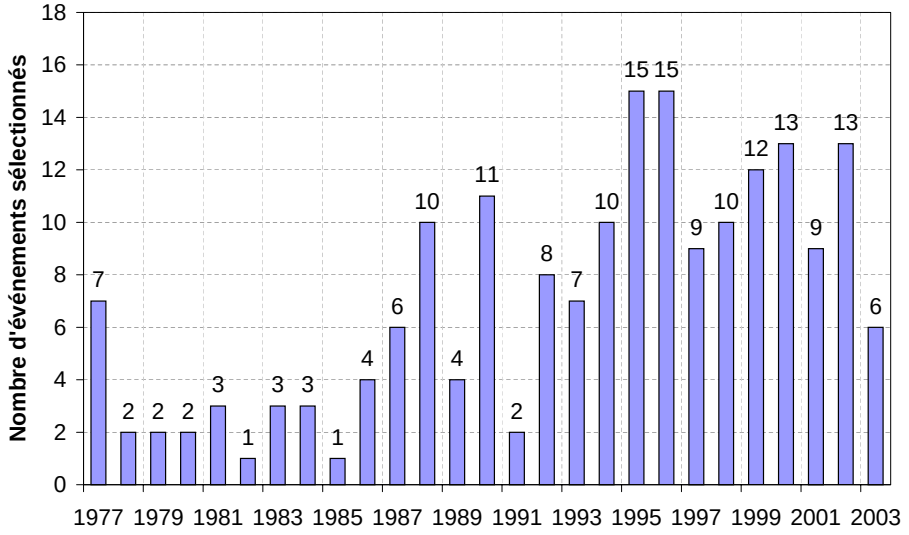


FIG. 4.3 – *Répartition des épisodes sélectionnés selon l'année.*

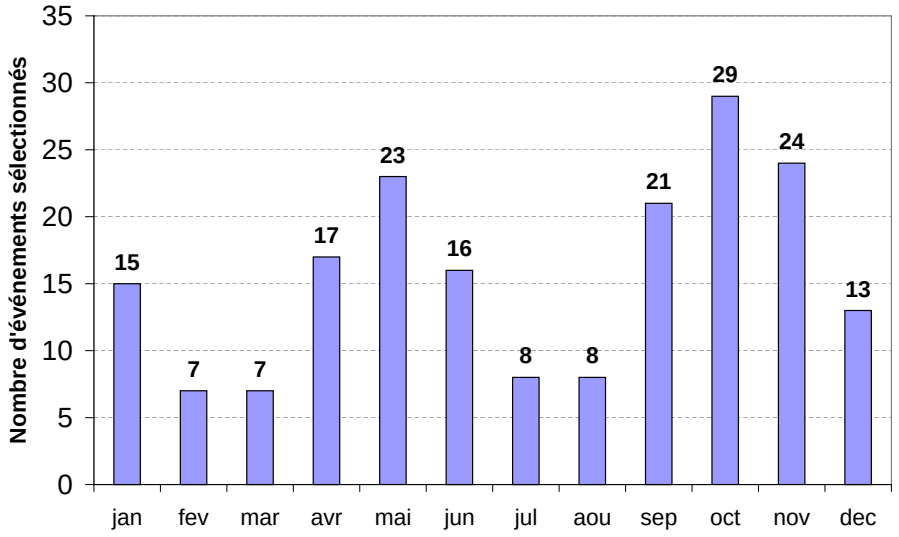


FIG. 4.4 – *Répartition des épisodes sélectionnés selon le mois de l'année (le mois indiqué est celui de la point de crue).*

calculée à partir d'un faible nombre de pluviographes) ; enfin, la dernière interprétation possible est que ces années correspondent à une période plus sèche avec moins d'occurrence de pluie forte ou de crue. Mais il a été vu lors de l'étude des données de pluie et de débit que si cela est effectivement le cas pour la période 1985-1991, cela n'est pas vrai pour la période 1977-1984. En fait, la principale raison explicative est la mauvaise qualité des données pour cette période.

Lorsque l'on étudie la répartition par mois des épisodes sélectionnés (FIG.4.4), on observe une répartition similaire à celle de la répartition des pluies sur ces bassins avec un pic principal en octobre, un pic secondaire en mai et des périodes plutôt sèches (ici, avec peu d'épisodes sélectionnés) au cours de l'été et de l'hiver. Il faut noter que tous les types d'événements ont été conservés, avec notamment, les événements d'été qui n'entraînent pas a priori de réaction de débit et les événements d'hiver et de printemps, d'origine nivale possible.

L'analyse de la répartition des épisodes sélectionnés selon leur durée (FIG.4.5) montre que la durée la plus fréquente est 3 jours. Ceci correspond à un épisode court avec une pluie brève et/ou une

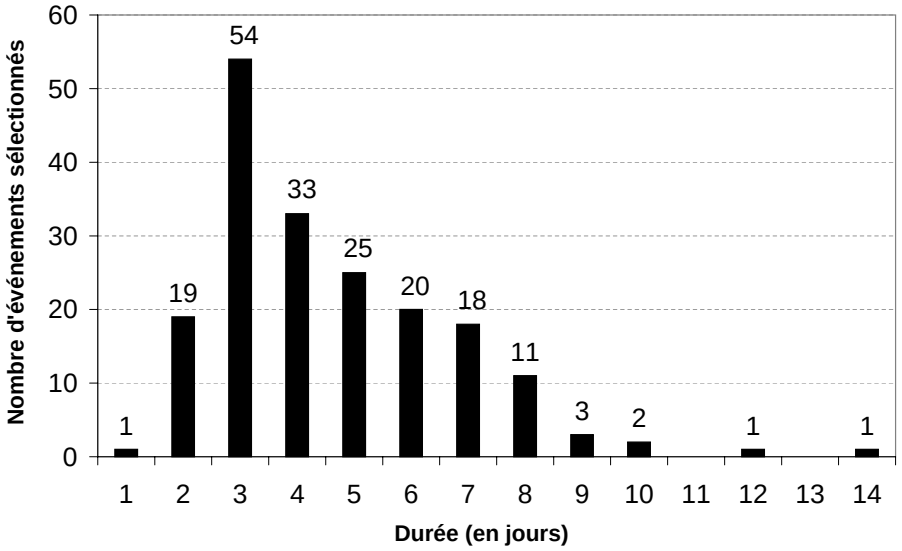


FIG. 4.5 – *Répartition des épisodes sélectionnés selon leur durée : en abscisse, les durées en jours sont indiquées, et en ordonnées, le nombre d'épisodes correspondant (sur l'échantillon de départ des 199 épisodes). Il est nécessaire de garder à l'esprit que la méthodologie de découpage des épisodes a tendance à les* « rallonger » *un peu à la fois en raison du fait de prendre en compte dans le même épisode l'épisode pluvieux à partir de son début et l'épisode hydrologique jusqu'à au moins la fin du débit de crue, mais aussi en raison du fait de compter en jours entiers : il suffit qu'un épisode (pluie et débit) dure 26 heures avec 1 h à J-1, 24 h à J et 1 h à J+1 pour qu'il soit comptabilisé comme un épisode durant 3 jours.*

réaction des débits rapide. Il faut noter que ces durées d'épisodes dépendent de manière importante de la façon dont les limites (début/fin) des épisodes ont été choisies. La contrainte prise en compte pour le choix de ces limites est de ne considérer que des jours entiers, et de pouvoir pour un même épisode suivre l'évolution des pluies et des débits pour l'ensemble des bassins concernés a tendance à augmenter artificiellement la durée des épisodes mais permet de mieux synthétiser les informations.

Les gammes de variations des pluies moyennes de bassins cumulées sur 24 heures ont été tracées (FIG.4.6). La valeur d'une pluie moyenne sur une surface dépend de la méthode utilisée pour la calculer. A donc été considérée, la valeur maximale du cumul parmi les trois méthodes suivantes : moyenne arithmétique, polygones de Thiessen et krigeage ordinaire (*cf.* PART.III, page 143). Ceci permet de remarquer qu'il existe parmi le jeu d'épisodes sélectionnés des épisodes dont la pluie cumulée est proche de 0 (valeur minimale des cumuls). Cela permet également de noter les différences de valeurs sur les pluies moyennes de bassins : par exemple les bassins amont (Goudet, Cros de Géorand, et Rieutord) peuvent être soumis aux pluies les plus importantes. Il faut cependant noter, que toutes les pluies de bassins ne sont pas comparées de la même façon, par exemple comme l'épisode de septembre 1980 n'a pas été retenu pour les bassins de Chadrac et du Chambon sur Lignon à cause des données de débits, il ne fait pas non plus partie, pour ces bassins, de l'échantillon d'épisodes du point de vue des pluies, alors qu'il est pris en compte pour Bas-en-Basset ou Vaubarlet. Ce que l'on visualise ici est donc bien les caractéristiques des épisodes de travail et pas forcément des bassins eux mêmes.

La figure 4.7 représente les gammes de variations des pluies spatiales (*i.e.* intégrées sur la surface du bassin) maximales en 1 heure. De même que pour la figure précédente (FIG.4.6), cela reflète davantage les caractéristiques des jeux d'épisodes sélectionnés que la réalité, certains épisodes de pluie n'ayant pas été conservés à cause de données de débits défectueuses. Il faut également noter

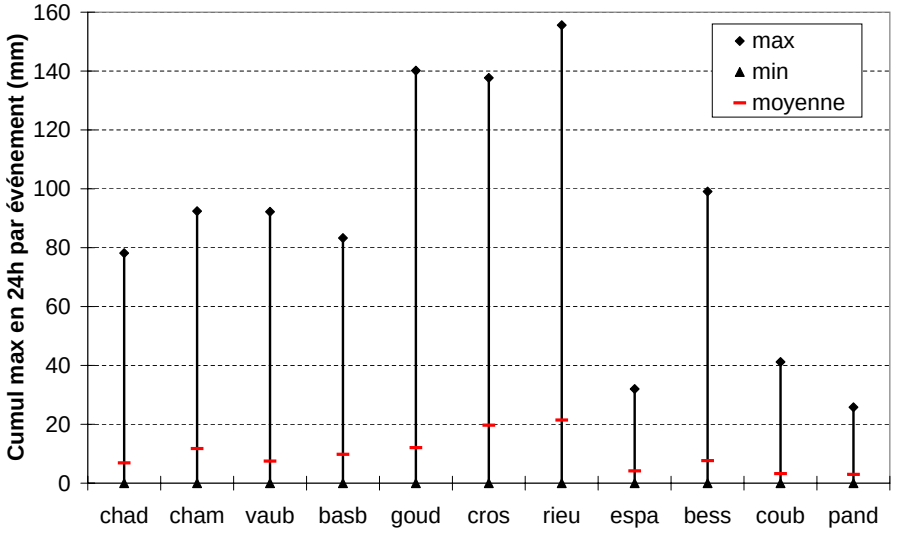


FIG. 4.6 – *Gammes de variations des cumuls moyens sur 24 heures de pluies spatiales par épisode et par bassin.*

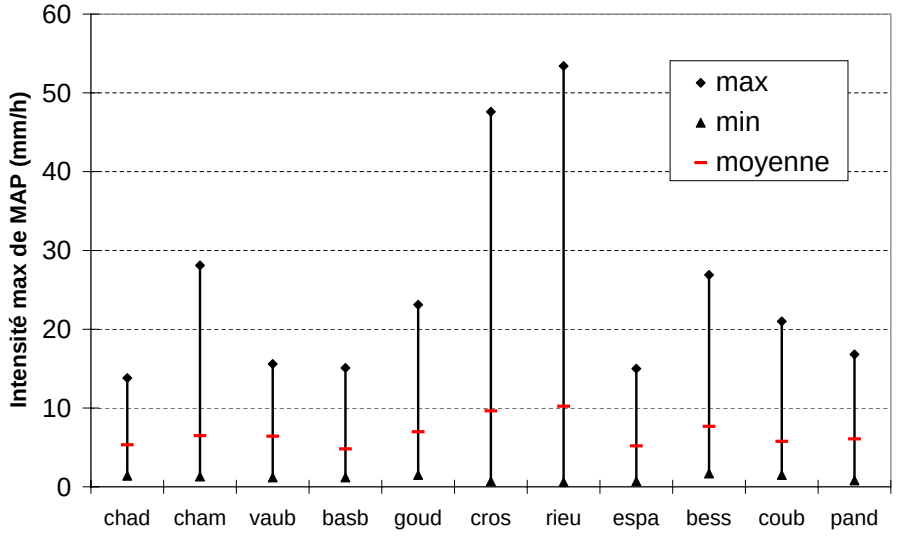


FIG. 4.7 – *Gamme de variation des intensités horaires maximales des pluies de bassin (mm/h).*

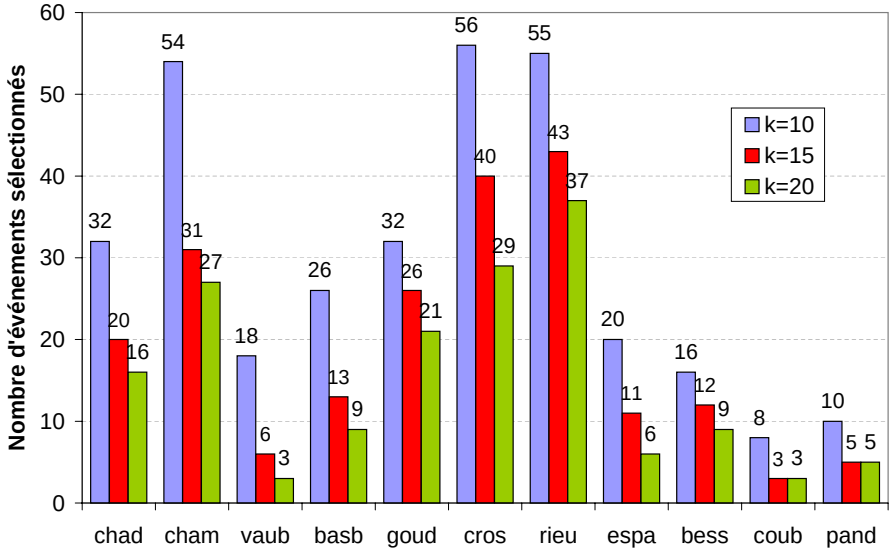


FIG. 4.8 – *Évolution du nombre d'épisodes sélectionnés par bassin selon la valeur du seuil sur les débits, tel que : seuil* $= k * Q_{moy}$.

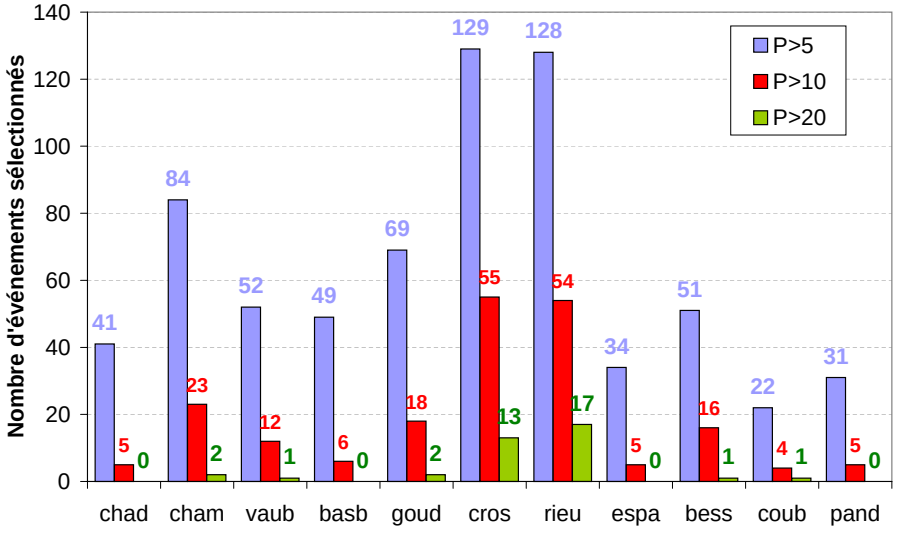


FIG. 4.9 – *Évolution du nombre d'épisodes sélectionnés selon la valeur du seuil sur les pluies moyennes de bassin. Les seuils choisis pour réaliser cette figure sont : 5 mm, 10 mm et 20 mm.*

que certains cumuls spatiaux maximaux correspondant en fait à la moyenne spatiale de cumuls ponctuels en 2 ou 4 heures et désagrégés au pas de temps de une heure (*cf.* A.3.2.5 page 374), ils ne reflètent donc pas complètement la réalité non plus. Il est cependant possible de noter les très fortes pluies moyennes sur les bassins de Cros de Géorand et de Rieutord, très supérieures à celles observées sur les autres bassins amont – bassins de la Gazeille à Besseyre ou du Lignon au Chambon sur Lignon (de taille supérieure).

Sur la figure 4.8 ont été représentés le nombre d'épisodes sélectionnés si on prend pour unique critère le dépassement par les débits instantanés d'un seuil donné. Ce seuil est exprimé en fonction du débit moyen du cours d'eau à l'exutoire. Il faut noter également que le nombre d'épisodes sélectionnés prend en compte la qualité des données de débits : c'est-à-dire que les épisodes pour lesquels les données de débits sont des moyennes journalières (QMJ) ont été enlevés du jeux de données, même si ces valeurs journalières dépassent les seuils de sélection indiqués.

La figure FIG.4.9 montre l'évolution du nombre d'épisodes dont la pluie moyenne de bassin sur une heure dépasse un certain seuil. Il est possible de noter qu'un seuil de 5 mm semble acceptable en terme de nombre d'épisodes, alors que des seuils plus élevés (10 et 20 mm) conduisent à un nombre limité d'épisodes trop faible sur tous les bassins mis à part celui du Tauron à Cros de Géorand et de la Loire à Rieutord.

Synthèse du chapitre

Ce que l'on a vu Dans ce chapitre ont été présentées la méthode de sélection des épisodes de crues et l'analyse des épisodes choisis pour chaque bassin. On retiendra que les épisodes ont été sélectionnés soit sur les débits soit les précipitations. Un autre point important est que lorsqu'un épisode a été sélectionné pour au moins un des bassins d'étude, on le conserve pour l'ensemble des bassins, le seul critère de disqualification étant la qualité des données. Pour chaque bassin, il existe donc des épisodes dont les pluies et/ou les débits sont remarquables mais aussi des épisodes où la pluie n'est pas forte et où la variation de débit est faible.

Ce que l'on en tire Les caractéristiques des épisodes sélectionnés apparaissent très variables d'un épisode à l'autre, d'un bassin à l'autre. Cette très grande variabilité apparaît lorsque l'on classe les crues selon leurs caractéristiques de pluie et de débits (par exemple FIG.4.10). Cette forte variabilité pourra être particulièrement intéressante pour tester les modèles hydrologiques dans des conditions variées, avec une relation entre les pluies et les débits qui varient au cours du temps.

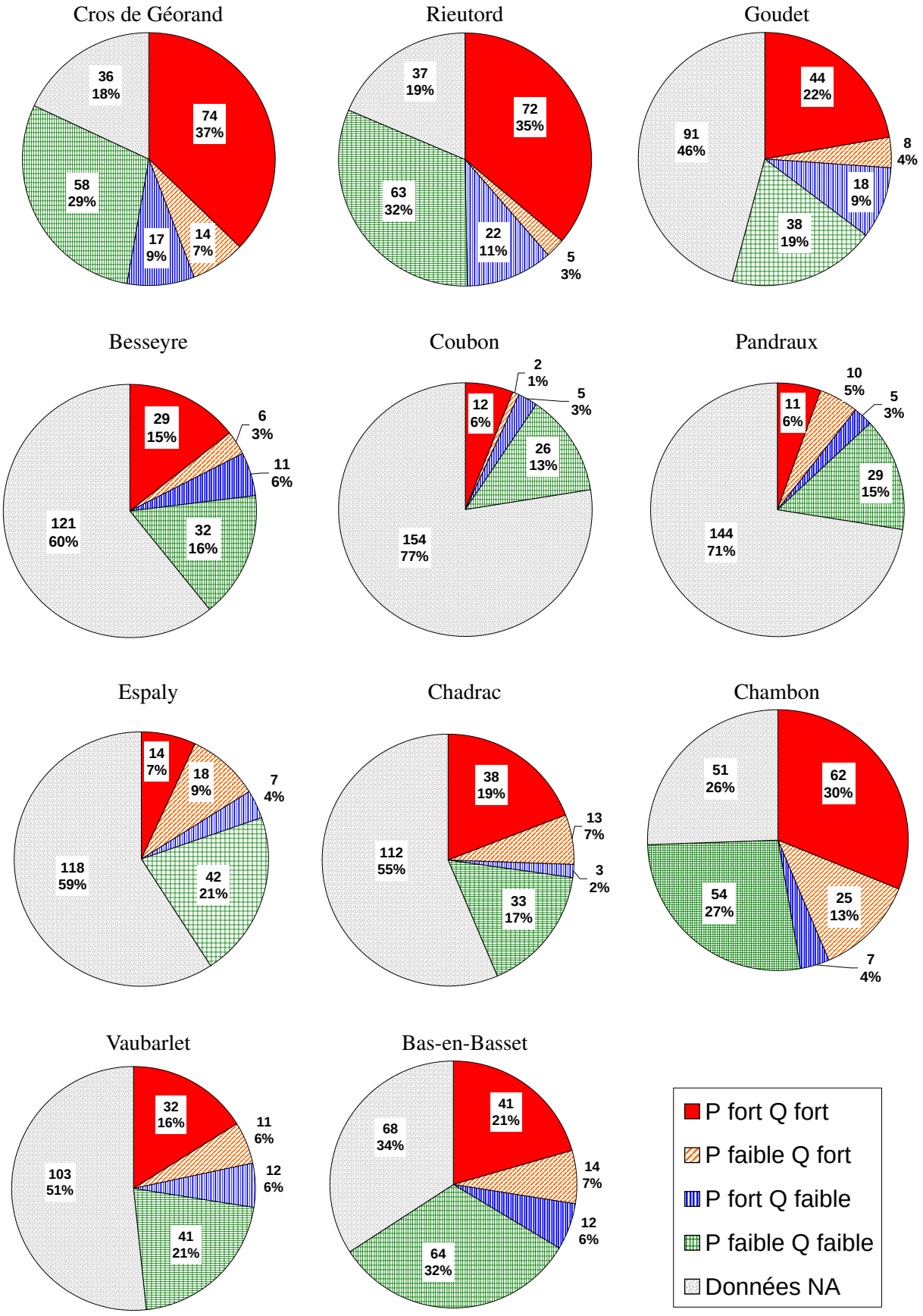


FIG. 4.10 – *Synthèse des types d'événements sélectionnés par bassin.*

Conclusions de la partie I

Cette première partie

Objectif L'objectif de cette première partie était de présenter le contexte général de cette étude. Les particularités de la prévision hydrologique des crues ont donc tout d'abord été examinées ; puis ont été décrits successivement la zone d'étude dans son ensemble, les données disponibles et les événements pluie-débit remarquables.

Le recours aux modèles pluie-débit pour la prévision des crues rapides La notion de *« crue rapide »* a été proposée pour caractériser des crues proches des crues éclairs mais ne remplissant pas complètement les conditions des définitions les plus précises. La prévision des crues se caractérise essentiellement par quelques éléments particuliers. Ces éléments concernent : (i) les informations disponibles, (ii) les informations à produire et (iii) le enjeux liés à la prévision. Les particularités de la prévision des crues sur de petits bassins amonts ont été exposées et connectées aux différents choix possibles pour réaliser des prévisions. Il semble, sur le principe, particulièrement intéressant de prendre en compte la transformation de la pluie en débit, soit de manière isolée, soit au sein d'une chaîne de modèles [1].

Une zone propice à la formation de crues rapides La zone d'étude est située à la confluence de différentes influences climatiques (océanique, continentale, montagnarde et méditerranéenne) permettant notamment des épisodes pluvieux intenses (épisodes cévenols) et l'influence de la neige. Il s'agit également d'une région très variée du point de vue de la géologie et des paysages. Les cours d'eau de cette zone sont proches de leur source sur des terrains relativement pentus : les petits cours d'eau ont souvent un régime torrentiel et réagissent parfois de façon très nette aux événements de pluie. Enfin concernant cette zone d'étude, on gardera en mémoire que (i) les terrains restent en partie naturels (prairies et forêts) avec de l'agriculture souvent extensive, (ii) que la zone est très peu urbanisée même si une vulnérabilité est cependant présente, et (iii) que le régime des cours d'eau est influencé de manière non négligeable par les différents ouvrages hydrauliques présents sur le site.

Des données nombreuses… et imparfaites Concernant les données et les événements d'étude, le jeu de données initial issu de Grelat (2002) a été complété par : (i) quatre années de données opérationnelles, initialement non validées et par deux bassins additionnels (la Loire à Coubon et la Gagne aux Pandraux) ; et (ii) par un jeu de données validées (débits et pluies d'EDF ; pluies de Météo-France). L'analyse des données montre tout d'abord que la qualité des données n'est pas homogène et, si cette étude a permis d'identifier voire de résoudre certains points, il est à

1. Une chaîne hydrométéorologique couplant prévisions de pluie et transformation pluie-débit ou une chaîne hydrologie-hydraulique couplant transformation pluie-débit et propagation des débits ou une chaîne couplant ces trois aspects.

peu près certain qu'il subsiste des erreurs, incertitudes ou décalages dans nos jeux de données qui pourraient encore être améliorés par des études portant dessus plus spécifiquement.

Une relation pluie-débit variée Une attention particulière est accordée à la sélection des épisodes pluie-débit qui vont constituer la base du travail qui suivra en modélisation. L'étude des caractéristiques des épisodes sélectionnés confirme que parmi les données à notre disposition, toutes ne sont pas exploitables. La description du jeu d'événements sélectionnés permet à la fois d'améliorer notre connaissance du fonctionnement des bassins, des types d'événements pluvieux auxquels ils sont soumis et de la façon dont cela est reflété par les données. Cette étude montre que les caractéristiques des épisodes sélectionnées sont assez variables, allant des caractéristiques des crues éclair ou rapides (fortes intensités de pluie, forte réactivité des débits, temps de réaction très courts) à des crues plus classiques suite à des épisodes pluvieux printaniers peu intenses et relativement longs, en passant par des événements de crues importants provoqués par de faibles précipitations et par de fortes pluies entraînant des réactions modérées au niveau des débits.

Pour la suite de cette recherche

À l'issue de cette partie, nous[1] connaissons maintenant un peu mieux ces bassins de la Loire supérieure, nous sommes très intéressés par ces crues variées, parfois très violentes et meurtrières, si bien que nous aimerions beaucoup parvenir à les prévoir... Enfin, nous disposons d'un jeu de données (continu et par événement) critiquées et traitées pour être utilisées en modélisation pluie-débit. Il n'y a plus qu'à...

1. Le lecteur y compris.

Deuxième partie

Évaluation des modèles hydrologiques globaux conceptuels pour la prévision des crues

Introduction à la partie II

Présentation

Objectif Dans la partie précédente, la problématique de la prévision des crues rapides a été décrite et il a été vu en quoi les bassins de la Loire supérieure sont un cas d'application particulièrement intéressant pour l'approcher. L'objectif de cette partie est maintenant de proposer une évaluation de modèles hydrologiques globaux pour la prévision de crues rapides sur des bassins amont, de taille petite à moyenne.

Le choix des outils de modélisation pluie-débit Pour cette étude, en ce qui concerne le choix des outils, le point de départ a été le suivant : le constat que peu d'outils hydrologiques sont encore utilisés pour la prévision des crues et en particulier dans le cas de crues rapides. Après discussions avec des opérationnels, il est apparu que ceux-ci recherchaient surtout des outils simples, efficaces en lesquels ils puissent avoir confiance. Ceci a déterminé nos choix de modèles.

Des modèles globaux continus classiques Le choix de modèles conceptuels globaux (annexe B.1.3, page 408) correspond, d'après nous aux attentes des prévisionnistes opérationnels[1, 2]. Par ailleurs, à l'issue d'une analyse sur les avantages et inconvénients des deux modes d'utilisation possibles continu/événementiel (en annexe B.1.5, page 410), le choix de travailler en continu a été réalisé. Tous ces modèles pluie-débit sont utilisés à un pas de temps horaire, pour tous les bassins. L'influence des barrages présents sur les bassins et celle de la neige n'ont pas été modélisées[3].

Une évaluation

Une évaluation comparative Les approches comparatives sont très utilisées en hydrologie et en modélisation hydrologique, comme le montre le nombre impressionnant de publications et de projets de recherche proposant une telle approche. Les motivations d'une approche comparative peuvent être de : (i) choisir, (ii) classer, (iii) comprendre et (iv) s'évaluer. Ces motivations peuvent donc correspondre à la fois à un besoin scientifique (comprendre et/ou évaluer, essentiellement) et à un besoin opérationnel (choisir et/ou classer). Pour la présente étude, la motivation principale est de comprendre (enjeux scientifiques) : comprendre quand, pourquoi et comment les modèles sont parfois bons, parfois moins bons. La motivation secondaire est d'évaluer (sont-ils bons pour ce qu'on leur demande?) et de classer (lequel est le meilleur pour un but donné?)

Des critères d'évaluation Un travail sur les critères d'évaluation va être proposé dans cette partie. Notre thèse est que les modèles utilisés dans la plupart des travaux scientifiques ne sont pas

1. En tout cas dans un premier temps, *i.e.* avant que les opérationnels soient convaincus de l'utilité de tels outils et n'éprouvent le besoin d'utiliser d'autres solutions de modélisation.
2. Leur efficacité pour la prévision des crues restant bien sûr à démontrer!
3. Elles pourraient l'être dans le cadre de travaux ultérieurs ?

adaptés à convaincre les utilisateurs des modèles. Si cette question du choix des critères d'évaluation est ouverte depuis maintenant de nombreuses années (Martinec & Rango, 1989; ASCE, 1993; Seibert, 2001; Mathevet, 2005; McCuen *et al.*, 2006; Schaefli & Gupta, 2007), il semble que peu d'évaluations aient été menées du point de vue des besoins de la prévision des crues. C'est ce que nous nous proposons de faire dans cette partie.

Plan pour cette partie

Comparer différents types de modèles globaux Dans un premier chapitre (**CHAP.5**), un modèle global conceptuel – choisi comme représentatif de cette approche de modélisation – est comparé à d'autres types de modèles globaux fréquemment utilisés en hydrologie et plus particulièrement en prévision des crues : des modèles de régression linéaire avec données exogènes (ARX), des modèles de réseaux de neurones artificiels (RNA) et un modèle naïf de persistance des débits. Ces modèles sont mis en œuvre de manière parallèle. Pour chaque type de modèle, le calage est brièvement exposé et une double analyse est réalisée : (i) une analyse sur les résultats de modélisation à l'aide de critères d'évaluation assez classiquement utilisés ; (ii) une analyse plus qualitative, dans laquelle une attention particulière est portée sur les hydrogrammes de crues et sur leurs caractéristiques, intéressant plus spécialement la prévision.

Extraire l'information fournie par les modèles Il est souvent fait le reproche aux évaluations des modélisations de ne juger que sur des critères en moindres carrés. Un effort a donc été entrepris dans le chapitre suivant (**CHAP.6**) pour proposer d'autres stratégies d'évaluation. L'idée sous-jacente est de tenter de balayer toutes les informations fournies par le modèle, informations qui pourraient être utilisées en complément – ou se substituer – à une prévision plus classique de l'ensemble des débits pour un événement ou une chronique de données complets. Six modèles globaux conceptuels ont donc été évalués à travers des analyses permettant de sortir d'une évaluation en critères en moindres carrés.

5 Évaluation comparative de modèles globaux pour la modélisation des crues

Sommaire

Introduction 89
5.1 Outils & méthode 90
5.1.1 Les modèles comparés 90
5.1.2 Les données pour la comparaison 94
5.1.3 Les critères 94
5.2 Présentation et analyses des résultats 95
5.2.1 Évaluation des performances avec les NSE 95
5.2.2 Impact de la méconnaissance de la pluie future 101
5.2.3 Évaluation qualitative 106
Synthèse du chapitre 112

Introduction

Le but n'est pas de proposer le « meilleur modèle » sur les bassins de la Loire amont, mais d'évaluer ce que peuvent apporter en prévision sur ces bassins rapides, des modèles existants, simples, tant dans leur formulation que dans leur utilisation, et laissant ainsi, par cette simplicité, la possibilité à une utilisation par des services opérationnels. Plus précisément, il s'agit d'examiner, lors d'une évaluation centrée sur la modélisation des crues, dans une perspective de prévision, quels sont les apports de modèles conceptuels globaux par rapport à d'autres types de modèles globaux, ne permettant de représentation explicite des bassins versants.
Il existe dans la littérature, un nombre relativement important de comparaisons de modèles, de comparaisons de types de modélisations, de comparaisons d'approches spatiales. Il ne s'agit pas ici de refaire ce qui a déjà été fait par ailleurs, mais d'essayer de mettre en avant, par une analyse plus orientée vers la prévision des crues rapides, les avantages et inconvénients de chaque option de modélisation testée.

5.1 Outils & méthode

5.1.1 Les modèles comparés

Afin d'identifier quels sont les apports ou intérêts des modèles conceptuels, ceux-ci vont être évalués avec d'autres modèles pluie-débit globaux, selon la même procédure. Nous les avons comparés à des modèles *« basés sur les données »* (ou *« modèles boîtes-noires »*) : des modèles linéaires de régression sur les données [1], des modèles de réseaux de neurones artificiels et également, le plus simple des modèles basés sur les données, le modèle de persistance. Tous ces modèles ont pour point commun d'être utilisés selon une approche globale, en continu et au pas de temps horaire.
Ces modèles ont tous été présentés, calés et évalués, séparément, dans un travail préliminaire, présenté en annexe : les modèles linéraires en B.4 (pages 419-442), les réseaux de neurones artificiels en B.5 (pages 443-471) et les modèles conceptuels en B.6 (pages 472-497).

5.1.1.1 Les modèles conceptuels

Synthèse de l'étude préliminaire Dans une analyse préalable (*cf.* B.6, pages 472 à 497), six modèles conceptuels globaux ont été calés et validés en parallèle. Il s'agit de modèles développés ou transformés par Perrin (2000) et Mathevet (2005). Les résultats de ces travaux préliminaires montrent plusieurs éléments intéressants qui sont rappelés ici synthétiquement.
Le calage a été réalisé de la manière suivante : pour chacun des bassins, la période totale à été divisée en sous-périodes de 2 ans, puis en sous périodes de 3 ans, ..., puis de k ans, avec k tel que l'on puisse obtenir au moins deux sous-périodes pour les séries les plus courtes et trois sous-périodes pour les séries les plus longues. Les jeux de paramètres obtenus en calage sur chacune des sous-périodes ont tous été conservés, analysés, puis utilisés en contrôle sur d'autres périodes. Ceci a permis de mettre en avant l'apparition de quelques cas d'*optimums locaux* [2].
Lors du **calage** de ces six modèles [3], il a été montré que les performances s'améliorent au cours du temps. Ceci est notamment lié à une amélioration de la qualité générale des jeux de données. Il a également été montré que dans l'ensemble, les paramètres obtenus sont relativement stables d'une période à l'autre.
L'**évaluation** de ces modèles [4] a montré que la dégradation classique des performances lors du passage des calages aux contrôles est assez limitée dans le cas présent. Quatre des six modèles testés sont apparus particulièrement robustes et performants lors d'une évaluation classique de simulations en continu (performances évaluées avec le critère de Nash & Sutcliffe (1970) en *« split sample test »* (Klemeš, 1986)), ce sont les bassins les plus petits qui obtiennent les meilleures performances. Lorsqu'un report d'erreur (c'est-à-dire une technique de mise à jour assez basique [5]) est utilisé, les performances sont augmentées de manière significative. Pour de faibles horizons de prévision avec un scénario « de pluie future parfaitement connue », tous les modèles obtiennent alors des performances très proches, alors que lorsque l'horizon de prévision augmente, les écarts entre les modèles se creusent – et les performances décroissent. Il a également été montré que l'effet d'une mise à jour sur les débits ne profite pas à tous les modèles de la même façon. Parmi les quatre modèles identifiés précédemment, trois se sont montrés plus performants lorsqu'une mise à jour est utilisée.

1. Des modèles autorégressifs avec données exogènes qui seront définis ci-après.
2. On parle ici d'optimums locaux lorsqu'un critère calculé sur la période de calage est inférieur à la même formulation du critère calculée sur la même période mais sur des simulations dont les jeux de paramètres ont été calés sur une période différente.
3. *cf.* à partir de la page 479 et la synthèse page 488.
4. *cf.* la synthèse page 496.
5. *cf.* annexe B.2 page 414.

Le modèle utilisé Au sortir de cette étude préliminaire, il a été choisi de conserver pour ce premier travail de comparaison, le modèle conceptuel le plus parcimonieux, et parmi les plus efficaces : le modèle GR4J. Il s'agit de la version adaptée pour le pas de temps horaire, d'un modèle développé pour le pas de temps journalier à travers de nombreux travaux de recherche et sur un nombre et une variété de bassins de plus en plus larges au cours du temps. La dernière version est celle de Perrin (2000) et adaptée au pas de temps horaire par Mathevet (2005)[1]. Sauf indication contraire, ces modèles sont utilisés en simulation d'ensemble afin de prendre en compte une part de l'incertitude sur l'estimation de leurs paramètres (*cf.* B.6).
La mise à jour utilisée consiste à soustraire au débit simulé la dernière erreur observée (*cf.* EQ.5.1). Une autre façon de concevoir cette mise à jour consiste à dire que le modèle conceptuel ne prévoit que les variations de débits, et donc à utiliser cette variation prévue par rapport au dernier débit observé (*cf.* EQ.5.2).

$$Q^{t+L}_{prev.maj} = Q^{t+L}_{prev} + Erreur^{t} = Q^{t+L}_{prev} + (Q^{t}_{obs} - Q^{t}_{prev}) \quad (5.1)$$

$$Q^{t+L}_{prev.maj} = Q^{t}_{obs} + \Delta Q_{prev} = Q^{t}_{obs} + Q^{t+L}_{prev} - Q^{t}_{prev} \quad (5.2)$$

5.1.1.2 Le modèle de persistance

Le modèle de persistance consiste à supposer que le débit observé à un horizon de temps donné sera le même que celui qui est actuellement observé. Par exemple, *« Le débit prévu dans 5 heures est le même que le débit actuellement observé »*. Cela revient en fait à décaler la chronique de données observées d'un certain nombre de pas de temps, correspondant à l'horizon de prévision concerné. Ce modèle permet ainsi d'obtenir une référence « naïve » à laquelle comparer des modèles en prévision. D'une manière générale, ce modèle peut sembler « idiot ». Pourtant, dire que

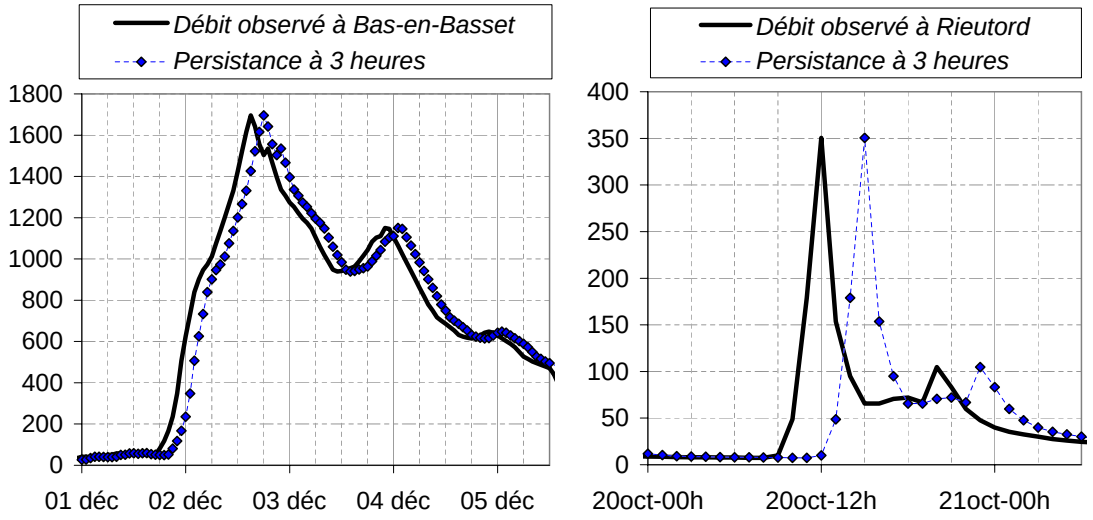


FIG. 5.1 – *Exemple de prévision avec un modèle de persistance : prévision à 3 heures à Bas-en-Basset 3234 km² (crue de décembre 2003, à gauche) et à Rieutord 62 km² (crue d'octobre 2001, à droite).*

le débit dans quelques pas de temps, sera proche de celui qui est observé actuellement, n'est pas si aberrant, lorsque les débits sont très autocorrélés, ce qui est souvent le cas lors des périodes de non crue – ou en période de crue, sur de grands bassins, et sur une fraction raisonnable des temps caractéristiques de la dynamique des débits. Dans le cas de périodes de crues sur de petits bas-

1. Les six modèles sont présentés en annexe B.6.1 page 472.

sins qui réagissent rapidement, l'utilisation de ce modèle peut sembler davantage déraisonnable (FIG.5.1) : cela sera évalué dans le cadre de cette comparaison.

5.1.1.3 Les modèles linéaires

Les modèles de régression linéaire se présentent comme une combinaison linéaire des débits antérieurs (composante autorégressive) et éventuellement de données de pluies antérieures (données exogènes) constituant ainsi un modèle ARX (modèle autorégressif avec des données exogènes) [1]. Pour dimensionner ces modèles, c'est-à-dire choisir le nombre et la nature des données sur lesquelles ils s'appuient, une analyse préliminaire a été réalisée afin d'évaluer la sensibilité du choix de cette structure sur les performances des modèles (*cf.* B.4, page 419). Cette analyse a montré que si le seul critère de performances utilisé est un critère de Nash & Sutcliffe (1970) (noté NSE, *cf.* EQ.5.5 page 94) alors, les structures de modèles permettant d'obtenir les meilleures performances sont celles basées uniquement sur des données de débits. Au contraire, si le critère d'évaluation utilisé se base non plus sur l'erreur sur la valeur du débit prévue, mais sur la variation de débit prévue (critère NDi, *cf.* EQ.5.6, page 94), alors ce sont les modèles n'utilisant que les données de précipitations en entrée qui sont les plus performants. Ceci met en évidence que ce modèle parvient à utiliser les données de précipitations, uniquement lorsque les données de débits en entrée ne sont pas trop nombreuses. Cela montre également que lorsqu'il n'est pas fourni à ces modèles linéaires de données de débits antérieurs en entrée, il peut y avoir un décalage important entre les valeurs simulées à partir des pluies et les débits réellement observés. Il a, de plus, été observé, lors de cette étude préliminaire, que lorsque plus de deux données de débits antécédents sont utilisées, alors le critère sur les variations de débits chute fortement. Il a donc été choisi comme compromis de ne prendre en compte que deux données de débits antérieurs et d'y associer des données de précipitations relatives à une fraction du temps caractéristique du bassin (un tiers) plus deux pas de temps (afin d'avoir une information pluviométrique suffisante même sur les plus petits bassins).

$$\hat{Q}_{t+l} = \sum_{i=0}^{q-1} \alpha_i Q_{t-i} + \sum_{i=0}^{p-1} \beta_i P_{t-i} + \gamma_0 \tag{5.3}$$

où :

- **l** est l'horizon de prévision
- **q** est l'ordre du modèle pour les termes auto-régressifs (c'est-à-dire les débits)
- **p** est l'ordre du modèle pour les données exogènes (c'est-à-dire les pluies)
- $\hat{Q}_{t+l}$ est le débit prévu à l'instant t pour l'horizon l
- Q_{t-i} est le débit observé à l'instant $t-i$
- P_{t-i} est la pluie mesurée sur l'intervalle de temps $[t-i-1; t-i]$
- α_k, β_k **et** γ_k sont des poids (ou paramètres)

Et dans le cas où on suppose connaître parfaitement la pluie future – *i.e.* la pluie précipitée entre l'instant où est émise la prévision et la date qui est prévue –, alors l'équation EQ.5.3 devient :

$$\hat{Q}_{t+l} = \sum_{i=0}^{q-1} \alpha_i Q_{t-i} + \sum_{i=0}^{p-1} \beta_i P_{t+l-i} + \gamma_0 \tag{5.4}$$

1. Ce type de modèle est utilisé pour la prévision de crues en temps réel par le service de prévision wallon, le WACONDAH (modèle HYDROMAX). Les crues concernées sont plus lentes que celles qui concernent la présente étude, et les horizons de prévision vont de 2 à 10 heures (court terme) (Pellet *et al.*, 2004).

5.1.1.4 Les modèles de réseaux de neurones artificiels

Les réseaux de neurones artificiels (RNA) sont des outils basés sur les données très largement utilisés en hydrologie. Il est donc intéressant d'examiner sur les bassins de la Loire supérieure, avec des données issues de services opérationnels et avec des critères basés sur la prévision des crues, quel est leur intérêt. Après les références naïves du modèle de persistance et des modèles linéaires, les performances obtenues avec les réseaux de neurones peuvent constituer un repère supplémentaire intéressant.
Les caractéristiques des réseaux de neurones utilisés, ainsi que celles de leur mise en œuvre, sont très classiques (*cf.* revue de la littérature en annexe B.5.2, page 449) :

- un réseau à propagation avant à apprentissage rétro propagé : ce sont (i) le type de RNA et (ii) l'algorithme d'apprentissage les plus utilisés (Maier & Dandy, 2000; RIO2, 2004)
- une fonction d'apprentissage : « Levenberg-Marquardt backpropagation », associée à la méthode d'optimisation locale du gradient le plus élevé.
- deux types de fonctions de transfert, très classiques, également : une fonction en log-sigmoide pour les neurones de la couche cachée et une fonction linéaire pour les neurones de la couche de sortie.
- l'erreur quadratique moyenne « MSE » comme fonction objectif de calage, permettant de prendre en compte les erreurs les plus fortes.

Par ailleurs le nombre de données d'entrées a été choisi identique à celui des modèles linéaires – et correspond à peu près au nombre de données utilisées dans les études de la littérature (*cf.* B.5.2, page 449). Les données sont utilisées au pas de temps horaire même pour des prévisions à plusieurs heures ce qui est également une méthode fréquemment utilisée. L'alternative consistant à travailler directement avec des données agrégées sur la durée de l'horizon de prévision désiré présente le principal inconvénient de s'éloigner des données instantannées souvent indispensables en prévision des crues. Il a également été montré lors de l'analyse préalable que des RNA avec un faible nombre de neurones sur la couche cachée fournissaient les résultats les plus robustes sur ces données : de 1 à 4 neurones cachés sont utilisés.

5.1.1.5 Synthèse

Tous les modèles mis en œuvre et comparés dans cette étude sont utilisés en continu, à pas de temps fixe (pas de temps horaire) et avec une représentation globale du bassin versant [1]. Ces modèles utilisent comme données d'entrée les données de pluie [2] et les dernières données de débits observés [3].
De plus, ils sont tous calés et évalués sur des périodes différentes (Split Sample Test (Klemeš, 1986)), à l'exception, bien sûr, de l'évaluation des performances en calage quand cela est précisé.

Nombre de paramètres Chaque modèle conceptuel a un nombre fixe de paramètres (ici de 4 à 8 pour les modèles choisis) ; le modèle de persistance n'a aucun paramètre ; le nombre de paramètres des modèles linéaires dépend du bassin concerné [4] ; enfin le nombre de paramètres des RNA est $k \times n + 1$ paramètres où k est le même nombre de données d'entrée que pour les modèles linéaires

1. Il faut de plus noter que ces modèles ne tiennent pas compte de l'effet de la neige et des barrages-réservoirs – dont les impacts peuvent ne pas être négligeables sur nos bassins d'étude.
2. Les modèles conceptuels utilisent également des données d'ETP en entrée.
3. Dans le cas des modèles conceptuels, uniquement lorsqu'une mise à jour est utilisée.
4. En fait cela dépend du nombre k d'entrées : ce nombre varie de 5 paramètres pour le Tauron à Cros de Géorand (2 pas de temps antérieurs de débits et 3 pas de temps de pluies) à 11 paramètres (2 débits ; 9 pluies) pour la Loire à Bas-en-Basset.

et n le nombre de neurones sur la couche cachée, soit de 6 paramètres pour une solution à 1 neurone caché à Cros de Géorand à 48 paramètres pour une solution à 4 neurones cachés à Bas-en-Basset.

5.1.2 Les données pour la comparaison

Les bassins d'étude sont ceux qui ont été présentés dans le chapitre 3 (en 3.1.4, page 56). Dans ce même chapitre 3, les données ont également été présentées. Il a été choisi dans ce travail de comparaison de différentes options de modélisation, de diviser la période d'étude en trois sous parties de longueurs équivalentes. Par exemple, pour les bassins dont les données commencent en 1977 et se terminent en 2003, les périodes d'étude sont approximativement les suivantes : la première période va de 1977 à 1985, la seconde de 1986 à 1994 et la troisième de 1995 à 2003.
Néanmoins, alors que les modèles conceptuels peuvent parfaitement intégrer des lacunes dans des données de débits, ce n'est pas le cas pour les modèles basés sur les données (modèles linéaires et réseaux de neurones). Pour pallier cette difficulté, lorsque les séries comportent un nombre important de périodes de lacunes, le choix des périodes a été réalisé de façon à exclure ces lacunes, soit en ne commençant qu'après les lacunes [1], soit en se servant des lacunes comme limites entre deux sous périodes [2].
Les caractéristiques de chacune des trois sous-périodes sont décrites pour chacun des bassins en annexe B.3 (page 417).

5.1.3 Les critères

5.1.3.1 Analyse quantitative sur toute la série

Le premier type d'analyse concerne l'ensemble de la chronique. Est tout d'abord utilisé un critère classique de Nash & Sutcliffe (1970), noté *NSE* (*cf.* EQ.5.5) et comparant les résultats de modélisation à un modèle naïf simulant à chaque instant le débit moyen du bassin. En complément, un critère plus adapté à la prévision des crues est également utilisé : un critère de persistance sur les variations de débits, noté *NDi* (EQ.5.6) qui compare l'erreur sur les variations de débits prévues au modèle de persistance (c'est-à-dire une variation future des débits supposée nulle).

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q^t_{obs} - Q^t_{sim})^2}{\sum(Q^t_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \tag{5.5}$$

$$NDi = 1 - \frac{\sum((Q^{t+i}_{obs} - Q^t_{obs}) - (Q^{t+i}_{prev} - Q^t_{prev}))^2}{\sum(Q^{t+i}_{obs} - Q^t_{obs})^2} = 1 - \frac{\sum(\Delta_i Q_{obs} - \Delta_i Q_{prev})^2}{\sum(\Delta_i Q_{obs})^2} \tag{5.6}$$

où :

- Q^t_{obs} est le débit observé (mesuré) à l'instant t
- $\overline{Q_{obs}}$ est la valeur moyenne des débits observés
- Q^t_{sim} est le débit simulé par le modèle pour l'instant t
- Q^{t+i}_{prev} est lé débit prévu par le modèle pour l'instant $t+i$
- $\Delta_i Q$ est l'écart entre des données de débits (observés ou prévus) à un intervalle de i pas de temps.

Ces critères varient dans l'intervalle $]-\infty, +1]$, la meilleure valeur est 1, une valeur de 0 indique que les résultats de modélisation n'apportent rien par rapport au modèle auquel on se compare (débit moyen sur le bassin, variation de débit nulle).

1. C'est le cas pour Vaubarlet : la première sous période commence en 1991.
2. C'est le cas à Chadrac, où les données de débits ne sont pas disponibles de fin 1996 à mi 1998 : la seconde période s'arrête ainsi fin 1996 au lieu de 1994, et la troisième ne débute qu'en 1998 au lieu de 1995.

5.1.3.2 Analyse qualitative sur les caractéristiques des crues

Une évaluation qualitative consiste à comparer visuellement les prévisions ou simulations des différents modèles par rapport aux observations – voire à simplement comparer les prévisions ou simulations entre elles. Les parties de l'hydrogramme plus particulièrement intéressantes pour la prévision des crues sont les suivantes :

la montée de crue : les prévisions des modèles doivent détecter les montées de crues observées : un retard trop important discréditerait les prévisions des modèles soit ne détectant pas de montée de crue, soit prévoyant à l'horizon i un débit équivalent à celui actuellement – ou déjà – observé.

la valeur du pic de crue : cette valeur extrême est importante dans la mesure où elle correspond à une hauteur, et à celle-ci peuvent correspondre des dégâts spécifiques : débordements par dessus des digues, surpassement de pont, rupture de réseau routier, inondations de certaines surfaces sensibles (par exemple des aires d'habitation).

le timing du pic de crue : cela informe le prévisionniste, le décideur, de la fin de la montée de la crue et par conséquent la fin de la surenchère dans les mesures de remédiation à la crue.

le volume de la crue : cette valeur est surtout intéressante s'il existe un barrage à l'aval du point de prévision afin de pouvoir anticiper le volume en entrée de la retenue. Par exemple, parmi les bassins concernés par cette étude, plusieurs d'entre eux sont concernés par cette situation : à l'aval du bassin de la Loire à Rieutord et du Tauron à Cros de Géorand se trouve le barrage de La Palisse ; à l'aval du bassin du Lignon au Chambon sur Lignon, le barrage de Lavalette ; à l'aval de la Loire à Bas-en-Basset, le barrage de Grangent.

le gradient de la montée de crue : c'est-à-dire le taux de variation des débits par rapport au temps. Cette valeur est particulièrement intéressante car elle informe de temps disponibles pour réagir face à la crue, prendre des décisions, etc.

5.2 Présentation et analyses des résultats

Dans la partie précédente, les éléments de méthodologie communs à toutes les évaluations ont été présentés. Une analyse des résultats selon différents angles va maintenant être menée pour laquelle, à chaque fois, les spécificités méthodologiques et les principaux résultats seront présentés.

5.2.1 Évaluation des performances avec les NSE

5.2.1.1 Méthodologie

Une première comparaison des modèles est effectuée à partir des critères NSE (Nash & Sutcliffe, 1970) pour différentes échéances de prévisions en pluie future « parfaitement connue ». Ceci devrait permettre de traduire la capacité des modèles à simuler les débits sur ces bassins et à valoriser l'information qui leur est fournie quand les horizons de prévisions augmentent.
Les résultats sont présentés graphiquement (FIG.5.2). Pour chaque type de modèle, l'histogramme représente les performances médianes obtenues, alors que les barres d'erreurs permettent de visualiser les meilleures et moins bonnes performances. Pour les modèles conceptuels, les résultats médians sont évalués parmi l'ensemble des résultats obtenues lors de simulations d'ensemble prenant en compte l'incertitude sur les paramètres de chaque type de modèle [1]. Pour chaque type de

1. Parmi tous les jeux de paramètres utilisés pour un modèle donné, ont donc été conservés ceux donnant les résultats médians, minimaux et maximaux.

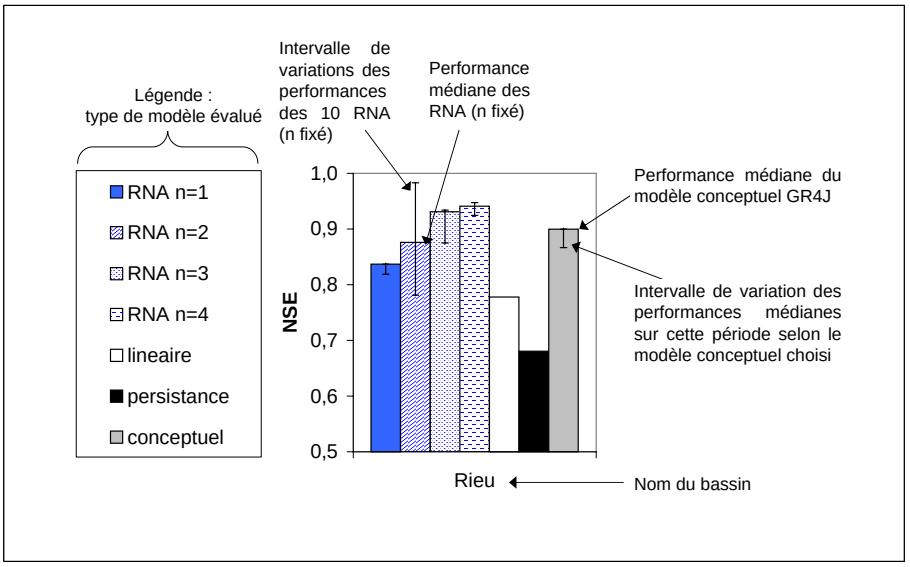


FIG. 5.2 – *Représentation des performances des différents modèles.*

RNA (*i.e.* chaque nombre de neurones cachés testé), dix réseaux ont été calés puis évalués en validation et ce sont également les performances minimales, médianes et maximales qui sont donc ici représentées.

Les modèles qui sont comparés sont les suivants :

RNA Des réseaux de neurones artificiels avec 1 à 4 neurones sur la couche cachée [1]. Les performances indiquées en histogrammes sont les performances médianes sur l'ensemble des réseaux testés, et les barres d'erreurs permettent de visualiser les performances du meilleur et du moins bon réseau.

lineaire Il s'agit du modèle linéaire avec des données de pluies et de débits (ARX) tel qu'il a été défini dans la partie B.4.

persistance Ce modèle consiste à décaler la chronique de L pas de temps, où L est l'horizon de prévision désiré ; cela revient à dire que le débit que l'on prévoit dans L heures, est le même que celui qui est actuellement observé. Pour de courts horizons de prévision (par rapport aux temps caractéristiques de variation des débits), ce modèle a en général de bonnes performances du point de crue de critères d'erreurs en moindres carrés (RMSE, critère de Nash & Sutcliffe (1970)).

modèles conceptuels Sont représentées en histogramme les performances médianes du modèle GR4J et en barre d'erreurs, les performances maximales et minimales (obtenues avec d'autres jeux de paramètres, *cf.* B.6).

5.2.1.2 Présentation des résultats

Sur la figure FIG.5.3 ont été représentées les performances des différents modèles pour des prévisions [2] à 1 heure sur chacun des bassins et pour différentes utilisations : en calage sur la période

1. Malgré les conclusions à l'issue de la partie B.5 sur le manque de robustesse des solutions à plus d'un neurone sur la couche cachée, ces 4 possibilités ont été conservées afin de ne pas défavoriser les RNA lorsque les performances sont bonnes en les simplifiant excessivement et également parce qu'une utilisation comportant 2 à 4 neurones sur la couche cachée est assez fréquemment rencontrée dans la littérature.

2. Les modèles conceptuels sont utilisés avec une mise à jour (report de la dernière erreur) mais sont calés sans la procédure de mise à jour, *i.e.* leurs performances en calage ne sont pas optimales mais cela permet de conserver le même modèle quelle que soit l'échéance de prévision.

1, en validation sur les périodes 2 et 3. Sur la figure FIG.5.4, le même type d'analyse a été mené, mais pour un horizon de 3 heures.

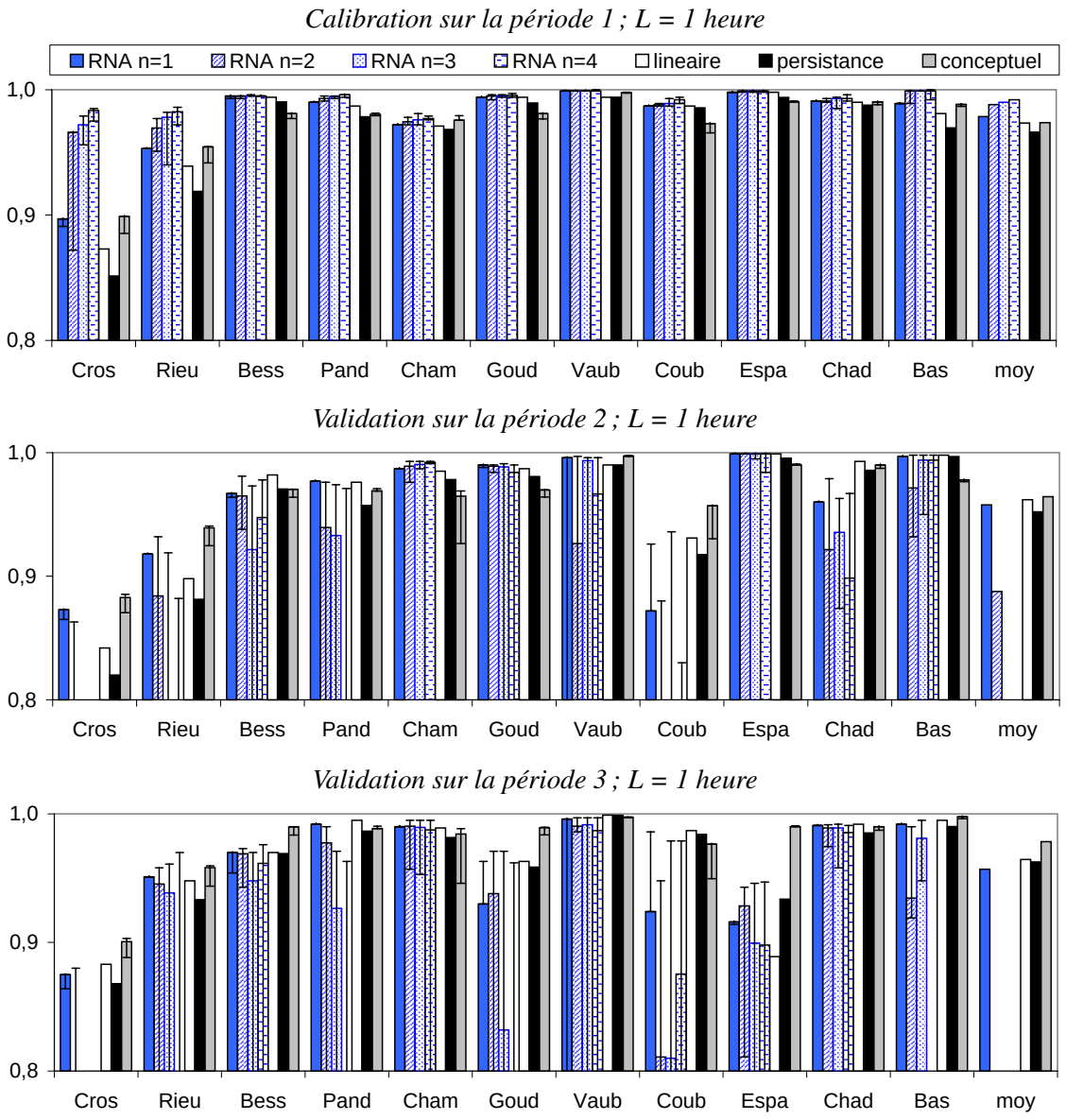


FIG. 5.3 – *Comparaison des performances (NSE) de différents types de modèles dans le cas de la prévision à 1 heure en scénario de « pluie future parfaitement connue ». Pour les modèles conceptuels, les performances de GR4J sont tracées et les barres d'erreur indiquent la variabilité inter modèle. La dernière colonne indique les résultats moyens sur les 11 bassins.*

*** en calage** :

- Les modèles les plus performants sont indéniablement les réseaux de neurones artificiels tant pour des prévisions à une heure qu'à trois heures.
- Les modèles linéaires et les réseaux de neurones ont de meilleures performances que le modèle de persistance.
- Les réseaux de neurones, même ceux ne comportant qu'un seul neurone sur la couche cachée, obtiennent de meilleures performances que les modèles linéaires. Ceci peut être interprété de plusieurs façons. La première, et la plus positive, consiste à conclure que la prise en compte de non linéarités pour modéliser une relation typiquement non

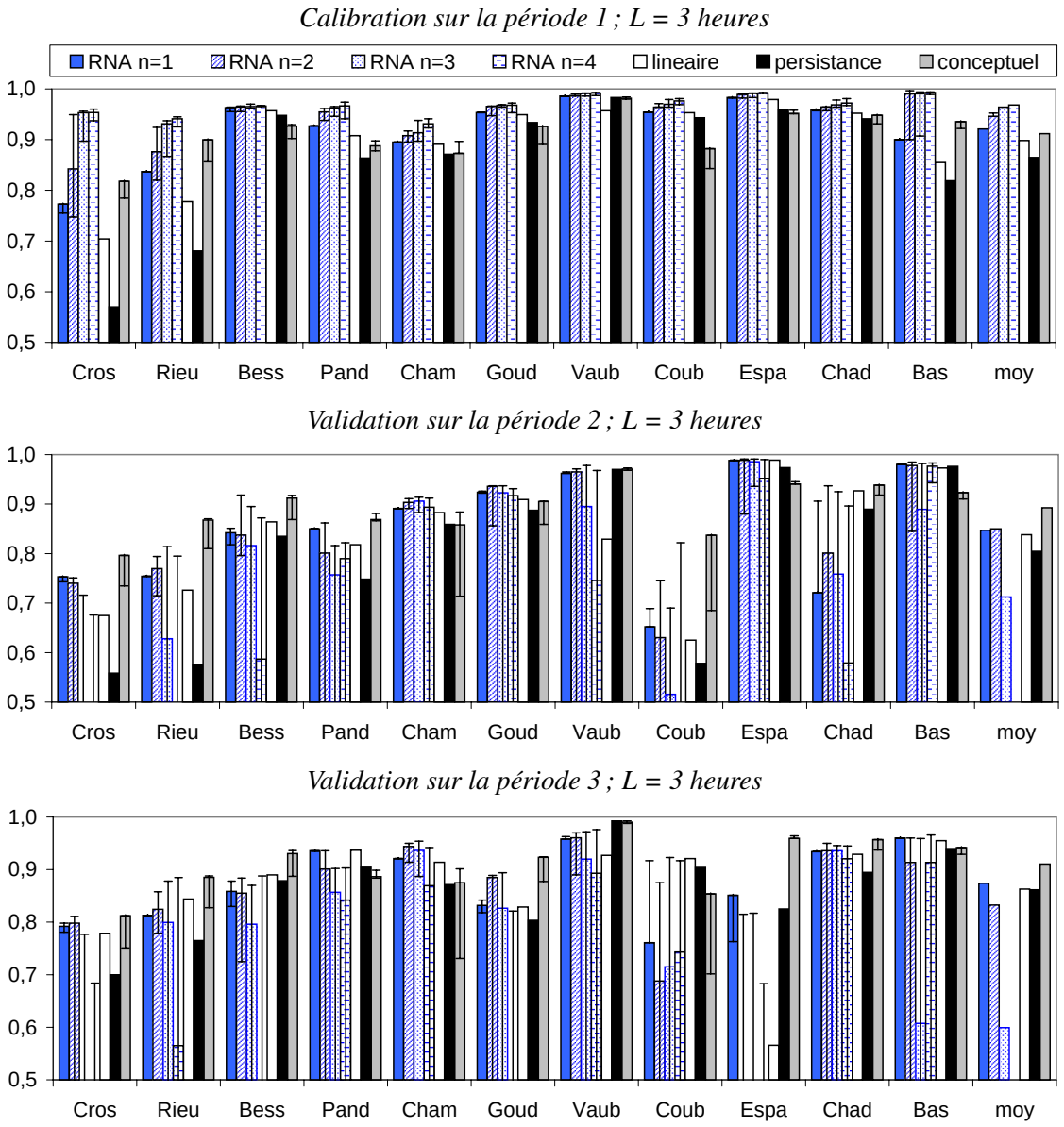


FIG. 5.4 – *Comparaison des performances (NSE) de différents types de modèles dans le cas de la prévision à 3 heures en scénario de « pluie future parfaitement connue ». Pour les modèles conceptuels, les performances de GR4J sont tracées et les barres d'erreur indiquent la variabilité inter modèle. La dernière colonne indique les résultats moyens sur les 11 bassins.*

linéaire – la relation pluie-débit – permet logiquement d'améliorer la qualité de la modélisation. Cela rejoint la propriété d'approximateur universel des RNA : en théorie, si l'objectif était réellement de reproduire la relation entre les entrées et les sorties lors du calage sur la première période, alors on pourrait atteindre, n'importe quel degré de précision en augmentant le nombre de neurones (*cf.* également §b page 444). Une autre explication, moins positive, est que les RNA ont davantage de paramètres libres par rapport au modèle linéaire (le RNA à un neurone caché : un paramètre en plus ; le RNA à deux neurones cachées : le double de paramètres plus deux ; à trois neurones cachées : le triple plus trois, etc).

– Parmi les RNA, ceux qui permettent d'atteindre les meilleurs performances (en calage) sont assez logiquement, ceux comportant quatre neurones sur la couche cachée, un plus grand nombre de paramètres, permettant une plus grande souplesse en calage.

- Le modèle dont les performances sont les plus faibles est logiquement le modèle de persistance. Néanmoins, dans quelques cas, ce dernier surpasse le modèle conceptuel ou le modèle linéaire.
- Les modèles linéaires atteignent dans la plupart des cas des performances légèrement supérieures à la persistance.
- Les modèles conceptuels utilisés avec une technique de mise à jour basique ont, quant à eux, des performances moins bonnes que les réseaux de neurones. Elles sont supérieures à celles des modèles linéaires sur un peu plus de la moitié des bassins en prévision à 1 heure et sur un tiers des bassins en prévision à 3 heures. Elles sont supérieures à celles du modèle de persistance dans 7 cas sur 11 [1] (*resp. 6 sur 11*) en prévision à 1 heure (*resp. 3 heures*). Ces performances moyennes peuvent être expliquées par le fait que toutes les composantes des modèles de réseaux neuronaux et des modèles linéaires ont été calées sur cette période, alors que les modèles conceptuels ont été calés sur cette période sans technique de mise à jour, puis sont évalués (même en calage) avec une technique de mise à jour (le report de la dernière erreur).
- Les écarts les plus importants entre les RNA et les autres modèles sont observés sur les bassins de Cros de Géorand et de Rieutord, c'est-à-dire pour les bassins sur lesquels les performances sont les moins élevées : les RNA tendent vers des performances équivalentes à celles des autres bassins, alors que les autres modèles (linéaire, persitance et conceptuel) ont davantage de mal à prévoir les débits à 1 heure et à 3 heures.

*** en contrôle** :

- Les performances en contrôle sont inférieures à celles du calage. Elles sont par ailleurs totalement différentes, la hiérarchie entre les modèles qui était apparue en calage n'est plus aussi claire. Ces performances semblent dépendre non seulement du choix du modèle ou du bassin sur lequel les modèles sont évalués mais également, et dans une moindre mesure, de la période d'évaluation. Il faut vraisemblablement y voir un effet du choix de l'horizon de prévision par rapport aux temps caractéristiques de la dynamique des bassins.
- Les performances semblent également dépendre de l'horizon de prévision même si dans l'ensemble, les tendances identifiées pour un horizon de 1 heure sont conservées.
- Le principal élément marquant est que la supériorité des RNA disparaît. Les performances des réseaux de neurones médians décroissent fortement par rapport au calage, essentiellement en raison d'un manque de robustesse : les réseaux qui obtenaient de bons résultats en calage, n'en fournissent pas toujours en validation (*cf.* B.5, page 443). Néanmoins, le meilleur (*a posteriori*) des 10 réseaux testés conserve en général des performances équivalentes à celles des autres modèles. Ceci est plus particulièrement vrai pour les réseaux comportant davantage de neurones sur la couche cachée. Afin de tenter de remédier à ce problème de robustesse, une procédure simplifiée de validation croisée a été testée par ailleurs (*cf.* annexe B.5.4.2, page 456). Elle permet d'éviter de choisir *a priori*un réseau de neurones peu robuste (*i.e.* un RNA qui serait déjà mauvais sur la deuxième période), mais n'est pas toujours complètement efficace : des exemples pour lesquels elle n'apporte pas de bons résultats (c'est-à-dire que le meilleur RNA identifié sur la seconde période obtient de piètres résultats sur la troisième période) ont été trouvés, traduisant ainsi le fait qu'un RNA peut être performant sur deux périodes (une de calage et une de sélection) et ne pas l'être sur une troisième

1. Le modèle de persistance est plus performant que le modèle conceptuel à Besseyre, Goudet, Coubon et Espaly.

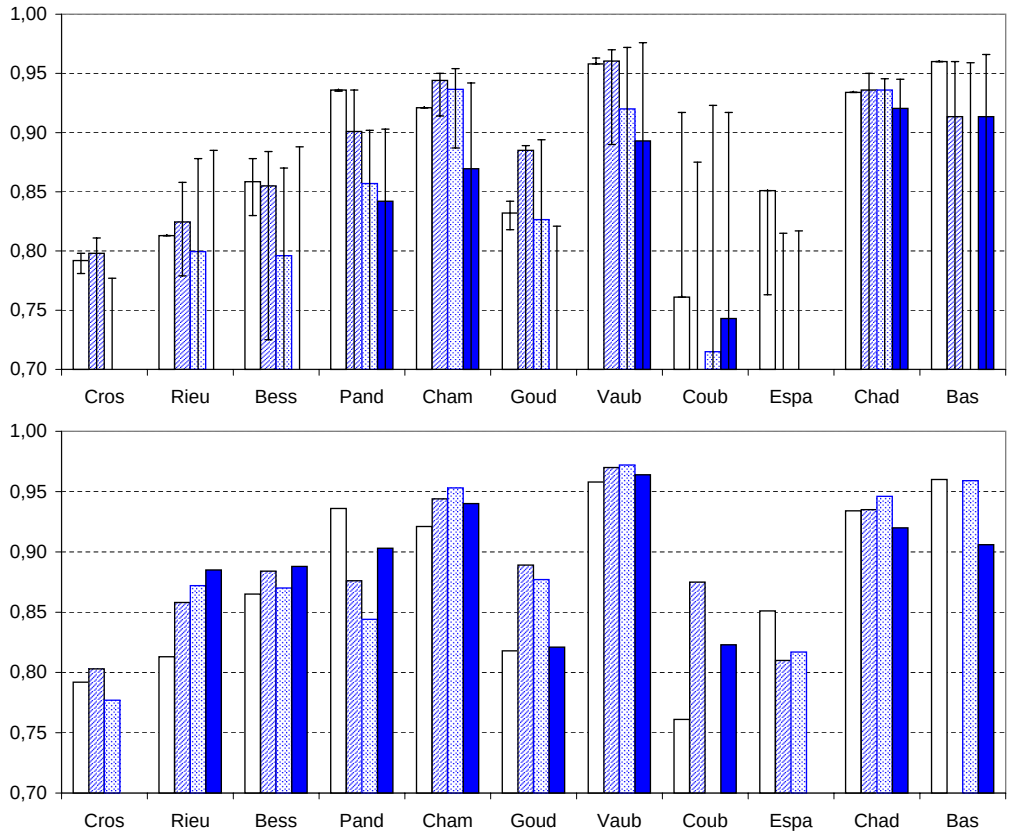


FIG. 5.5 – *Critère NSE (troisième sous-période, prévision à 3 heures en pluie parfaite) pour l'ensemble des RNA utilisés (en haut, avec les barres d'erreurs reflétant la variabilité des performances selon le RNA choix parmi les dix utilisés) et pour un d'entre eux seulement sélectionné sur la seconde sous-période par une technique de validation croisée.*

période d'évaluation (*cf.* FIG.5.5). Ceci, ainsi que les faibles écarts de performances entre les différentes tailles de RNA, conduit à préférer dans la suite de cette étude des RNA comportant peu de neurones sur la couche cachée (un ou deux).

– Sur certains bassins, le modèle de persistance est parfois difficile à battre, les autres modèles obtenant soit des performances équivalentes, soit des performances inférieures. C'est le cas notamment du bassin de la Dunière à Vaubarlet mais aussi, dans une moindre mesure, de la Loire à Coubon et à Bas-en-Basset.
– En moyenne sur tous les bassins, il est possible d'observer les bonnes performances du modèle conceptuel avec mise à jour qui dépasse à la fois le modèle de persistance pour les deux horizons de prévisions concernés mais également les autres modèles (modèles linéaires ou RNA).

5.2.1.3 Synthèse

Les performances, tant en calage, qu'en contrôle, sont les moins élevées pour les plus petits des bassins. L'origine de cela pourrait être des processus plus difficiles à représenter sur de petits bassins (car plus variables, ou différents de ceux pris en compte) ainsi que des débits moins auto-corrélés au pas de temps horaire. Par ailleurs, le passage d'un horizon de prévision de une heure à trois heures, s'accompagne par une diminution généralisée des performances, tant en calage qu'en contrôle.

S'il est possible de dégager quelques tendances sur les comportements relatifs des différents modèles lors du calage, interpréter les résultats en validation est plus périlleux, tant ceux-ci fluctuent selon le bassin, la période d'évaluation, l'horizon de prévision. Ceci peut expliquer les résultats parfois contradictoires rencontrés dans la littérature (ex : les modèles linéaires sont/ne sont pas équivalents aux RNA, les RNA sont meilleurs/moins bons que les modèles conceptuels utilisés avec une technique de mise à jour, etc.). Ceci amène logiquement à essayer de proposer d'autres modes d'évaluation afin de vérifier si les performances des différents modèles sont également équivalentes en prévision des crues.

5.2.2 Impact de la méconnaissance de la pluie future

Si l'hypothèse de connaissance parfaite de la pluie future [1] est utile afin de n'évaluer que ce qui dépend du modèle pluie-débit – et non des prévisions de pluie –, elle n'est pas vraiment réaliste. Un autre scénario classique, concernant les pluies futures, consiste à supposer un arrêt de celles-ci juste après les dernières observations réalisées (c'est-à-dire à partir de l'instant où est réalisée la prévision). Ce scénario fournit une limite inférieure de l'évolution des débits futurs, correspondant à ceux liés à la pluie déjà précipitée. Ce scénario est donc plus proche de la réalité lorsque la prévision est émise au cours de la décrue ou lorsque la fin de l'épisode pluvieux approche. Il peut permettre d'utiliser les modèles sans faire de prévisions de pluie explicite.

5.2.2.1 Méthodologie

Pour évaluer l'impact de cette méconnaissance de la pluie future sur la prévision des débits, les tests effectués précédemment ont été refaits, en utilisant cette fois soit un scénario de pluie future nulle (cas des modèles conceptuels), soit en ne prenant en compte aucune information sur la pluie future (cas des modèles ARX et des réseaux de neurones artificiels).
Les résultats ont été synthétisés sous la forme de graphiques (par exemple, FIG.5.6 et 5.7) permettant de visualiser pour chacun des bassins, l'évolution des critères NSE de Nash & Sutcliffe (1970) en fonction de l'horizon de prévision (de 1 à 8 heures) et de la prise en compte ou non, de la connaissance de la pluie future.
Le trait plein, représentant les performances du modèle conceptuel, en simulation [2], permet de fournir une première référence. Le modèle de persistance (trait clair en pointillé) permet quant à lui de fournir une seconde référence.

5.2.2.2 Présentation des résultats

Le premier élément intéressant est que les résultats varient d'un bassin à l'autre (FIG.5.6 et 5.7). Un comportement différencié apparaît selon le temps caractéristique des bassins : les bassins ont été classés approximativement selon leur temps caractéristique, les bassins aux temps caractéristiques les plus courts sont représentés en FIG.5.6 et ceux aux temps plus longs en FIG.5.7.

Pour un horizon de prévision faible Lorsque les performances sont évaluées pour un horizon de prévision très inférieur (au maximum strictement inférieur) au temps caractéristique du bassin [3], la prise en compte ou non de la pluie future ne semble pas avoir d'impact sur le classement des

1. C'est la seule hypothèse qui a été utilisée jusqu'à présent.
2. C'est-à-dire avec une prise en compte de la pluie future à chacun des pas de temps, sans mise à jour.
3. A titre d'exemple, dans le cas d'un horizon de prévision de six heures, les bassins concernés par ce cas sont Vaubarlet, Coubon, Espaly, Chadrac, et Bas-en-Basset.

modèles et ce classement entre les différents modèles varie selon les bassins. Il est toutefois possible de noter, que le modèle conceptuel fournit quasiment toujours les meilleures performances et que pour chacun de ces bassins, il est possible de trouver un modèle moins performant que la persistance.

Pour un horizon de prévision plus élevé Lorsque les performances sont évaluées pour un horizon de prévision supérieur (ou du même ordre de grandeur) que le temps caractéristique du bassin [1] alors, la prise en compte de la pluie future joue un rôle déterminant, en particulier pour le modèle conceptuel. En effet, si la pluie future est supposée connue, alors ce modèle fournit les meilleures performances. Au contraire, si elle est supposée nulle, alors ce modèle fournit les moins bonnes performances (mis à part le modèle de persistance). En ce qui concerne les autres modèles (ARX et RNA), l'effet de la méconnaissance de la pluie future est moins sensible et varie selon les bassins.

Classement Dans le cas d'un horizon de prévision élevé par rapport au temps de réaction du bassin, le classement entre les différents types de prévision est sensiblement le suivant (du meilleur au moins bon, *cf.* TAB.5.1) :

- prévision avec le modèle conceptuel GR4J avec mise à jour, avec prise en compte des pluies futures ;
- prévision avec les RNA avec pluie future ;
- prévision avec le modèle linéaire ARX avec pluie future ;
- prévision avec les RNA sans pluie future ;
- prévision avec le modèle linéaire ARX sans pluie future ;
- prévision avec le modèle conceptuel GR4J (avec mise à jour, scénario de pluie future nulle).

Il arrive cependant que le modèle conceptuel sans pluie future donne de meilleurs résultats que les modèles linéaires et les réseaux neuronaux : c'est le cas pour les bassins pour lesquels l'horizon de prévision est inférieur au temps caractéristique du bassin (Bas-en-Basset, Coubon, Chadrac, Espaly et Vaubarlet).

Cros	Rieu	Bess	Pand	Cham	Goud	Vaub	Coub	Espa	Chad	Basb
GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P	GR4J+P
RNA+P	RNA+P	ARX-P	RNA+P	RNA+P	RNA+P	GR4J-P	GR4J-P	GR4J-P	GR4J-P	GR4J-P
ARX+P	ARX+P	ARX+P	RNA-P	RNA-P	RNA-P	ARX+P	ARX-P	**persist.**	ARX-P	RNA
RNA-P	RNA-P	RNA-P	ARX+P	ARX-P	ARX-P	ARX-P	**persist.**	RNA+P	ARX+P	RNA
ARX-P	ARX-P	RNA+P	ARX-P	ARX+P	ARX+P	**persist.**	RNA+P	RNA-P	**persist.**	ARX+P
GR4J-P	GR4J-P	**persist.**	GR4J-P	GR4J-P	GR4J-P	RNA+P	RNA-P	ARX-P	ARX	**persist.**
persist.	**persist.**	GR4J-P	**persist.**	**persist.**	**persist.**	RNA-P	ARX+P	ARX+P	ARX	ARX-P

TAB. 5.1 – *Classement des différentes modélisations à une échéance de 6 heures. +P indique une prise en compte des pluies futures ; -P indique soit un scénario de pluies futures nulles dans le cas des modèles conceptuels, soit une non prise en compte des pluies futures dans le cas des autres modèles.* GR4J *est le modèle conceptuel,* RNA *le réseau de neurone artificiel,* ARX *le modèle linéaire,* persist. *le modèle de persistance. Les bassins sont classés de gauche à droite par temps caractéristiques croissants.*

Intérêt des mises à jour Par rapport à la référence de la simulation, sur un certain nombre de pas de temps, il est particulièrement profitable d'effectuer des mises à jour du modèle conceptuel avec scénario de pluie future connue. Ce nombre de pas de temps dépend du bassin, mais est supérieur ou égal à 8 heures dans la majorité des cas (7 heures à Pandraux, 4 heures à Chadrac).

1. Toujours pour un horizon de prévision de six heures, les bassins concernés sont Cros de Géorand, Rieutord, Chambon, Besseyre, Goudet et Pandraux.

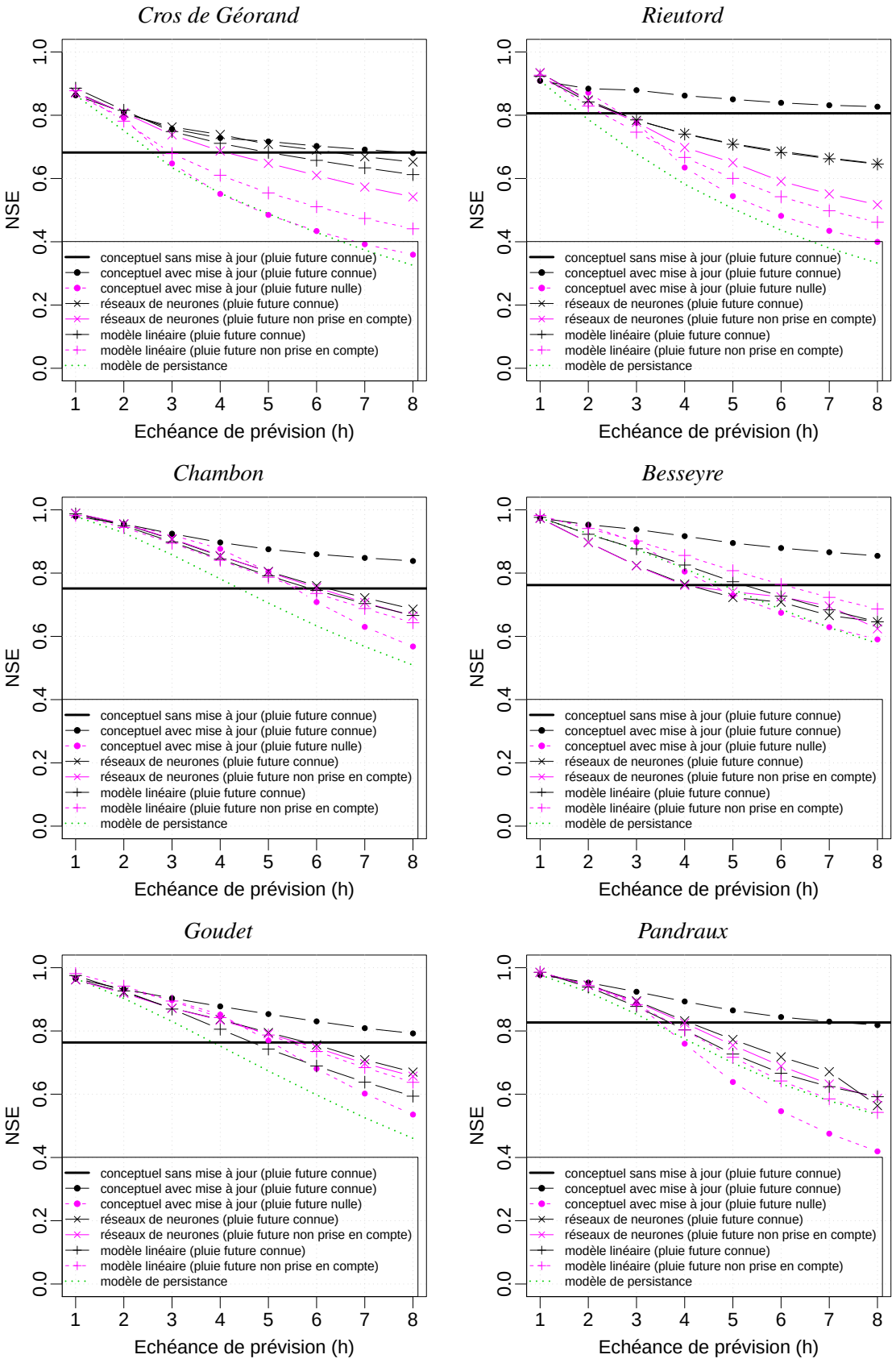


FIG. 5.6 – *Évolution des critères de performance NSE selon l'horizon de prévision et la connaissance de la pluie future (1e partie). Les modélisations prenant en compte les pluies futures sont représentées par les traits noirs (foncés) et celles n'en tenant pas compte par des traits roses (clairs). Les performances du modèle conceptuel en simulation (sans mise à jour et avec pluie future connue) ne dépendent pas de l'horizon de prévision (trait épais noir).*

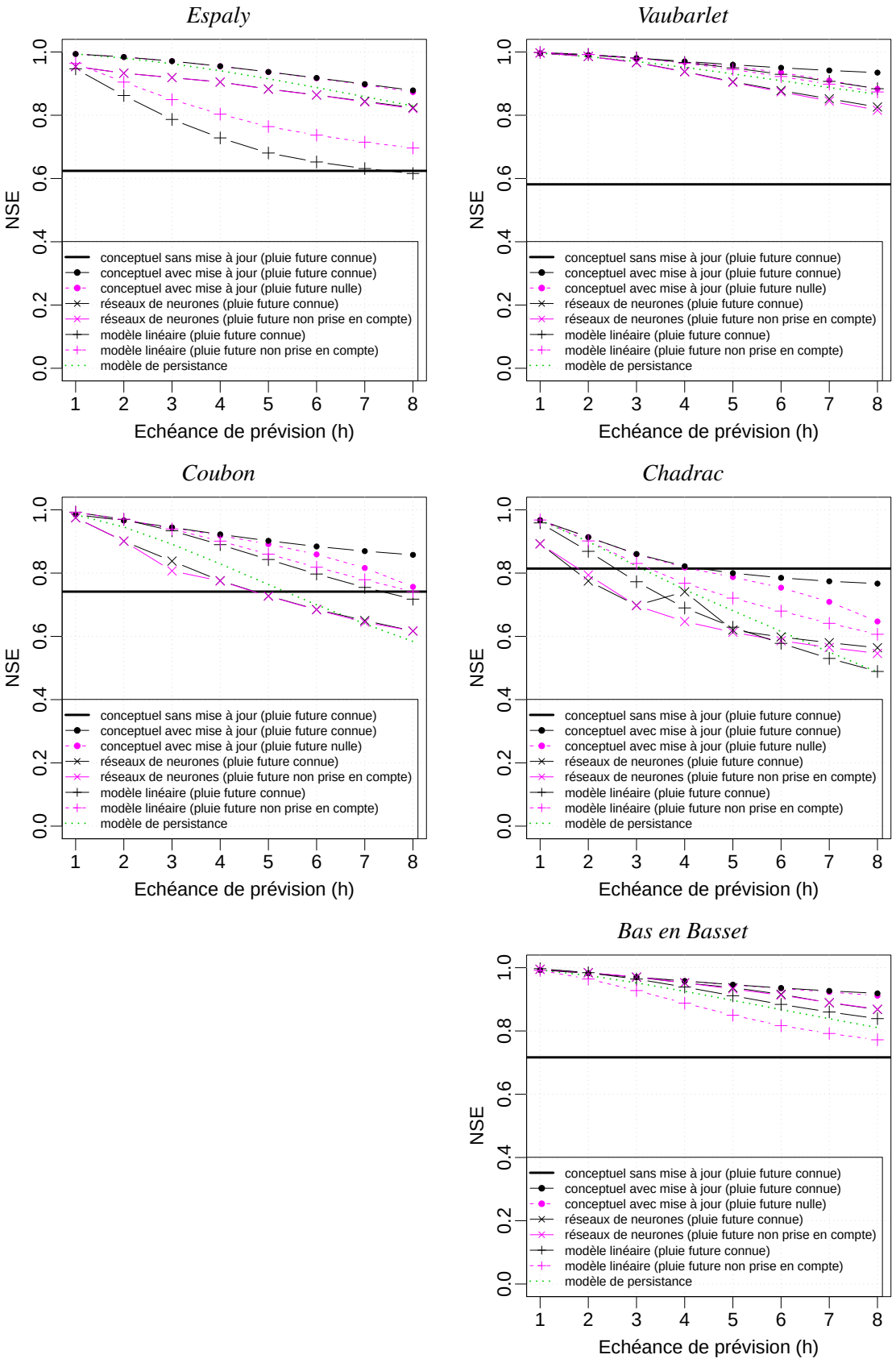


FIG. 5.7 – *Évolution des critères de performance NSE selon l'horizon de prévision et la connaissance de la pluie future (2e partie). Les modélisations prenant en compte les pluies futures sont représentées par les traits noirs (foncés) et celles n'en tenant pas compte par des traits roses (clairs). Les performances du modèle conceptuel en simulation (sans mise à jour et avec pluie future connue) ne dépendent pas de l'horizon de prévision (trait épais noir).*

Mais lorsque les pluies futures ne sont pas connues et qu'un scénario de pluies futures nulles est utilisé, les performances décroissent davantage avec l'horizon de prévision et les performances du modèle conceptuel utilisé avec mise à jour rejoignent plus rapidement celles du modèle utilisé en simulation (*i.e.* avec toutes les pluies connues). Le nombre de pas de temps au bout duquel les performances avec et sans mise à jour deviennent équivalentes, est un ordre de grandeur de l'horizon de prévision pour lequel les mises à jour ne compensent plus la méconnaissance de la pluie future.

Apports par rapport à la persistance Par rapport à la référence de la persistance, le modèle conceptuel sans prévision de pluie est équivalent dans le cas de Besseyre et Cros de Géorand, et il est inférieur à Pandraux. Dans tous les autres cas, les performances des modèles conceptuels surpassent – comme cela pouvait être raisonnablement attendu – celles du modèle de persistance. Ceci n'est pas forcément le cas pour les autres modèles pour lesquels sur certains bassins, des difficultés apparaissent : le RNA aux Pandraux, les modèles linéaires et RNA (avec ou sans pluie future) à Espaly, les RNA avec ou sans pluie à Vaubarlet, les RNA et le modèle linéaire avec pluie future à Coubon.

Avec des prévisions de pluies Lorsque qu'on possède un moyen d'évaluer la pluie future, si cette évaluation n'est pas trop éloignée de la réalité (*i.e.* si elle suffisamment proche du scénario de pluies futures parfaitement connues), alors il semble qu'il soit préférable d'utiliser un modèle conceptuel. De plus l'écart entre le modèle conceptuel et les autres solutions se creuse vraiment au bout de quelques heures (en horizon de prévision) : sur les premiers pas de temps, tous les modèles sont à peu près équivalents — sauf difficulté de certains types de modèles sur un bassin particulier comme à Espaly, à Chadrac, à Coubon.

Sans prévision de pluie S'il n'est pas possible d'avoir accès à cette information, alors on observe comme précisé ci-avant des comportements différents. Pour les petits bassins dont les temps caractéristiques sont les plus courts, il semble que les modèles basés sur les données (modèles linéaires et réseaux de neurones) souffrent moins que le modèle conceptuel, d'une absence d'information sur la pluie future. Sur les grands bassins dont la dynamique est plus lente et aux temps caractéristiques plus élevés, les modèles conceptuels parviennent à conserver des performances satisfaisantes même sans information sur la pluie future — et de meilleures performances que les autres modèles.
Cela pourrait être expliqué par le fait qu'ils valorisent mieux la pluie déjà précipitée que les autres modèles sur des horizons où la pluie future n'a pas encore pris un rôle majeur (les performances avec ou sans pluie se superposent – ou ne s'écartent que très légèrement).
Ce travail propose ainsi plusieurs manières d'évaluer, pour chaque bassin, à partir de quel moment certaines options de modélisations deviennent intéressantes (utiliser une technique de mise à jour ou non), et propose également une interprétation de l'horizon pour lequel la pluie future commence à jouer un rôle important dans la formation des débits, directement à travers les outils de modélisation. Ces valeurs (TAB.5.2) peuvent la plupart du temps être reliées aux temps caractéristiques des bassins : le décrochement entre les performances du modèle conceptuel avec ou sans pluie future étant expliqué par le temps caractéristiques de ces bassins versants.

5.2.2.3 Synthèse

Quelques tendances apparaissent à l"issue de cette analyse. Tout d'abord, un résultat qui avait été mis en avant dans l'analyse précédente est ici confirmé : pour de très courts horizons de prévi-

	Cros	Rieu	Bess	Pand	Cham	Goud	Vaub	Coub	Espa	Chad	Basb
temps a	2-3h	3-5h	2-4h	3-5h	5-7h	6-9h	8-10h	8-12h	10-13h	10-13h	20-24h
temps b	2h	2h	2h	3h	3h	4h	6h	6h	>8h	6h	>8h
temps c	2-3h	2-3h	3h	3h	4-5h	4-5h	6-7h	5-6h	>8h	5-6h	>8h
temps d	2-3h	2-3h	4-5h	3-4h	5-6h	5h	>8h	>8h	>8h	4h	>8h
temps e	8h	>8h	>8h	7h	>8h	>8h	>8h	>8h	>8h	4h	>8h

TAB. 5.2 – *Analyse sur les options de modélisation selon l'horizon de prévision requis :*
« temps a » *: temps de concentration évalué à partir des hydrogrammes de crues (temps entre l'arrêt de la pluie et le changement de pente dans la récession de la crue).*
« temps b » ***: temps caractéristique du bassin***
« temps c » *: temps à partir duquel les performances des prévisions avec ou sans connaissance de la pluie future commencent à diverger.*
« temps d » *: temps à partir duquel la mise à jour sur les débits ne permet plus de compenser une méconnaissance de la pluie future.*
« temps e » *: temps à partir duquel une mise à jour sur les débits (scénario de pluie future connue) dégrade les performances par rapport à une simple simulation.*

sions [1], tous les modèles se valent – ou presque – l'interdépendance des débits étant dans ce cas, un terme dominant, pouvant être utilisé à la fois par les modèles basés sur les données et par les modèles utilisant une technique de mise à jour.
Sur de plus longs horizons de prévision (par rapport au temps caractéristique du bassin), **si la pluie future peut être connue ou approximée**, alors le modèle conceptuel avec mise à jour domine largement les autres options de modélisation. **Si la pluie future ne peut être anticipée**, alors les modèles conceptuels perdent partiellement ou totalement leur avantage. Pour les bassins dont la dynamique est plus lente (les pluies déjà précipitées dominent), les modèles conceptuels avec mise à jour continuent à être les outils les plus intéressants. Sur les bassins dont la dynamique est plus rapide – et donc pour lesquels le rôle de la pluie future est plus rapidement prépondérant –, ce sont les modèles qui utilisent peu la pluie (*i.e.* les modèles linéaires et réseaux neuronaux) qui fournissent les meilleures performances.
Ceci a plusieurs conséquences :

(i) les modèles basés sur les données, très simples peuvent être utilisés avec succès sur des horizons très courts par rapport au temps caractéristique du bassin – mais la plupart du temps pas au-delà ;

(ii) prévoir les conséquences de la transformation de la pluie en débit ne peut être réalisé au-delà d'un certain horizon sans scénario de pluie future (au delà, on extrapole simplement l'autocorrélation des données de débit) ;

(iii) pour pouvoir utiliser les modèles au delà, de cet horizon, il est nécessaire de s'approcher au mieux du scénario de pluie future parfaitement connue, c'est-à-dire travailler sur la prévision des pluies.

5.2.3 Évaluation qualitative

5.2.3.1 Méthodologie

Une évaluation graphique paraît indispensable pour compléter une analyse sur des critères globaux, numériques, d'autant plus pour la prévision des crues, où les aspects subjectifs, humains et donc qualitatifs, tiennent une part importante. Les modèles comparés dans cette étude sont le modèle conceptuel GR4J, avec et sans mise à jour (report de la dernière erreur), des RNA à 1 et

1. *« courts »* étant compris au sens de *« pour une fraction faible du (ou inférieur au) temps caractéristique du bassin »*.

2 neurones sur la couche cachée et un modèle linéaire. Tous les modèles prennent en compte les données de pluies passées et futures (scénario de pluie future parfaitement connue) et sont utilisés en validation.
L'évaluation graphique est réalisée sur les exemples de la crue de novembre 1996 (une des crues les plus fortes sur la période d'étude : sur la plupart des bassins, la plus forte après celle de septembre 1980) et de la crue de novembre 2002 (une crue moyenne comme on en rencontre assez régulièrement sur ces bassins (période de retour de 2 à 5 ans)). Les bassins concernés par cet exemple sont celui de Lignon au Chambon sur Lignon et celui de la Loire à Bas-en-Basset.
Les points plus particulièrement intéressants de l'hydrogramme utilisés pour cette évaluation graphique ont été présentés précédemment en 5.1.3.2 (page 95).

5.2.3.2 Présentation des résultats

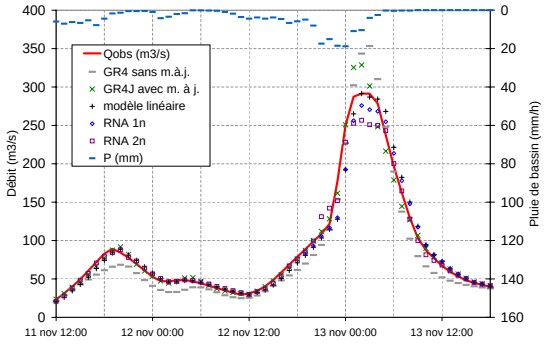
Le modèle conceptuel en simulation [1] Selon la crue et le bassin, le comportement de ce modèle varie. La **crue de novembre 1996** semble correctement simulée avec simplement un léger retard pour le pic de crue (une heure) sur les deux bassins. Au Chambon sur Lignon, la valeur du pic simulée est plus forte que les observations (70 $m^3.s^{-1}$ en plus, soit une erreur de +25 %), la décrue simulée est plus rapide que la décrue observée, et la montée des débits du 11 novembre est légèrement sous-estimée. A Bas-en-Basset, la montée des débits, relativement brutale, du 11 novembre n'est pas bien simulée et est lissée, tout comme, dans une moindre mesure, la crue du 13 novembre pour laquelle la montée de crue simulée, démarre avant la montée de crue observée et décroît plus lentement. Pour la **crue de novembre 2002**, pour les deux bassins, la crue simulée sous-estime la crue réellement observée. Cela se traduit par plusieurs éléments : le pic est sous-estimé (d'environ -15% au Chambon-sur-Lignon et d'environ -30% à Bas-en-Basset) ; le volume de la crue est également sous-estimé (-28 500 m^3 au Chambon sur Lignon, et -300 000 m^3 à Bas-en-Basset, soit une erreur d'environ 20 à 30 % sur le volume, pour chacun des deux bassins) ; et la montée de crue est en retard, la décrue plus lente que les observations. Le timing de la pointe de crue est à peu près le bon au Chambon-sur-Lignon (même si la pointe de crue observée, étalée sur trois heures n'est pas reproduite) et est bon également à Bas-en-Basset, mais pour la première pointe uniquement (la deuxième pointe, trois à quatre heures plus tard, n'est pas du tout simulée). Plus synthétiquement, en se plaçant uniquement du point de vue de la simulation, la première crue semble plutôt correctement simulée, alors que la seconde paraît l'être un peu moins bien. Des cas différents sont rencontrés : surestimation de la pointe et léger retard (Chambon sur Lignon, crue de 1996), retard sur la pointe et dynamique légèrement lissée (Bas-en-Basset, crue de 1996), sous-estimation d'ensemble (crue de 2002, les deux bassins).

Le modèle conceptuel en prévision [2] Le premier constat frappant lorsque les prévisions du modèle conceptuel avec mise à jour sont évaluées est qu'elles ne sont pas forcément de meilleure qualité que celles obtenues sans mise à jour. Cette dernière affirmation mérite néanmoins quelques nuances. En réalité, les prévisions avec mise à jour, sont presque toujours très proches des débits observés et sont plutôt de bonne qualité. Cependant, lorsque la simulation est très bonne (par exemple dans le cas de la prévision des débits à Bas-en-Basset en 1996), le fait de mettre à jour sur les débits antérieurs observés dégrade la prévision en décalant d'une certaine façon, l'hydrogramme. Ceci peut être dû à l'aspect très basique de la technique de mise à jour utilisée, consistant à simplement réaliser un report d'erreurs. Il est possible de s'interroger si dans une certaine me-

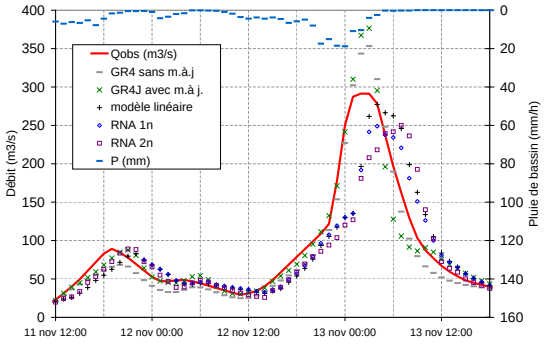
1. *i.e.* simulation : pluie future connue, pas de mise à jour. Ce cas est noté « GR4 sans m à j » sur la FIG.5.8.
2. *i.e.* prévision : pluie future connue, avec mise à jour.

La crue de novembre 1996

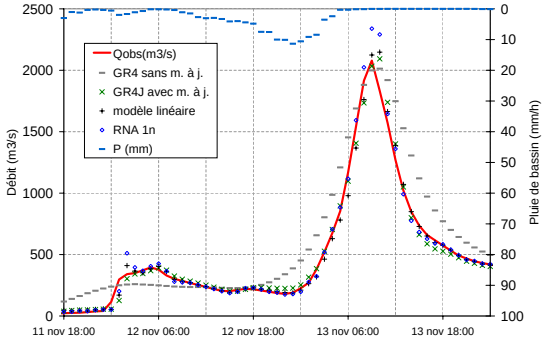
Prévisions à 1 h au Chambon sur Lignon



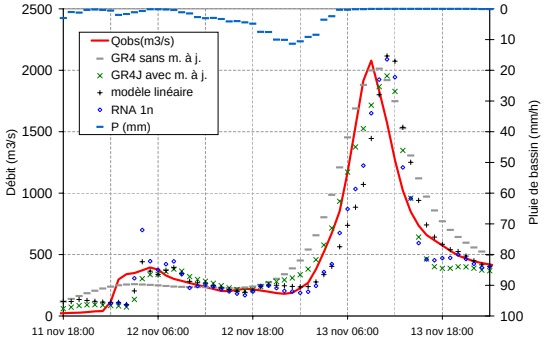
Prévisions à 3 h au Chambon sur Lignon



Prévisions à 1 h à Bas-en-Basset

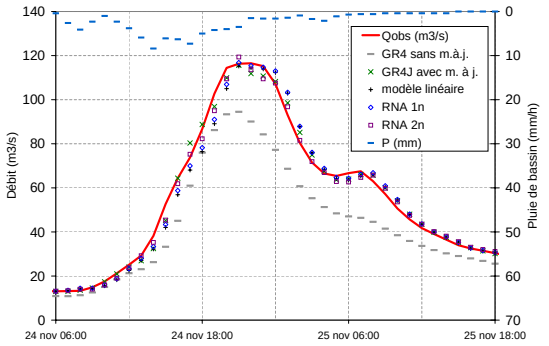


Prévisions à 3 h à Bas-en-Basset

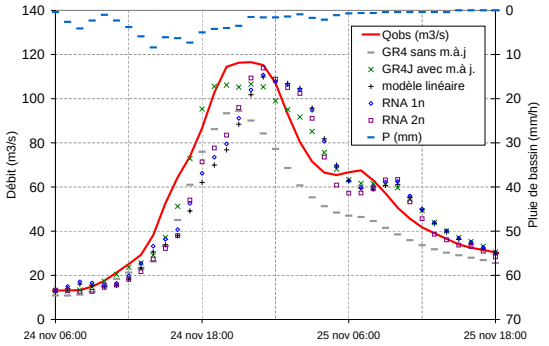


La crue de novembre 2002

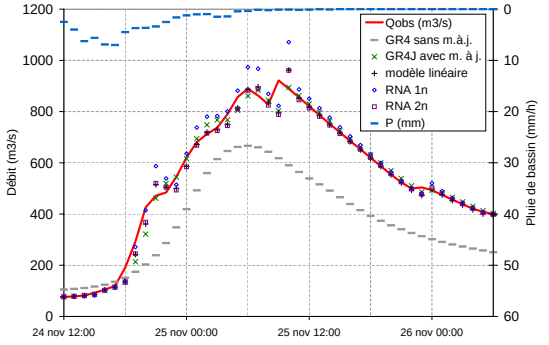
Prévisions à 1 h au Chambon sur Lignon



Prévisions à 3 h au Chambon sur Lignon



Prévisions à 1 h à Bas-en-Basset



Prévisions à 3 h à Bas-en-Basset

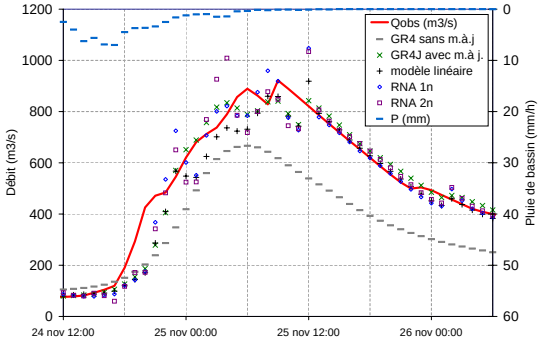


FIG. 5.8 – *Hydrogrammes prévus pour les crues de novembre 1996 (crue majeure) et novembre 2002 (crue moyenne).*

sure, le fait d'utiliser une mise à jour basique ne dégrade pas un peu l'information issue de la transformation conceptuelle de la pluie en débit.

Le modèle linéaire Les prévisions à 1 heure du modèle linéaire, paraissent très bonnes : elles sont très proches des observations. Il est toutefois possible d'observer que ces prévisions sont systématiquement en retard par rapport aux observations. Ceci se traduit par une sous-estimation lors de la montée de crue, et une surestimation des débits lors de la décrue. Lorsque le débit varie peu (avant/après la crue) ou varie linéairement (c'est la cas par exemple lors de la décrue à Bas-en-Basset en novembre 2002), les prévisions du modèle linéaire sont excellentes. Les prévisions à 3 heures corroborent ce constat : le décalage entre la chronique prévue et la chronique observée étant d'autant plus visible.

Les réseaux de neurones artificiels Les performances qualitatives des réseaux de neurones artificiels sont difficiles à interpréter sur ces exemples, car très variables – mais reflétent ainsi la variabilité dont le constat avait été réalisé lors de l'évaluation numérique. D'une manière générale, le même défaut que pour les modèles linéaires est relevé : un retard... Il s'agit d'un défaut classique qui peut s'avérer crucial en prévision des crues extrêmes. Selon Abrahart *et al.* (2007) : *« La nécessité d'obtenir un timing précis sous des conditions extrêmes est un point critique dans le domaine de la gestion opérationnelle et de la prise de décisions, ceci afin de pouvoir permettre aux autorités une anticipation suffisante pour mettre en place leurs procédures de protection et d'évacuation. Les erreurs temporelles n'apparaissent pas moins être un problème fréquent pour la plupart des modèles de prévisions pluie-débit basés sur des réseaux de neurones. »*.
Lors de la crue de novembre 1996, au Chambon sur Lignon, en prévision à 1 heure les RNA sont à peu près toujours équivalents au modèle linéaire. Les différences qui apparaissent sont les suivantes :

- lors de la première montée du 11 novembre, les prévisions du RNA sont meilleures que celles du modèle linéaire et extrêmement proches des débits réellement observés (en prévision à 3 heures, les RNA continuent à fournir de meilleures prévisions que le modèle linéaire, mais sont plus éloignés des débits réellement observés – et moins bons que les modèles conceptuels avec mise à jour) ;
- lors de la montée et la décrue, les débits prévus avec RNA sont également plus proches des débits réellement observés que ne le sont les prévisions du modèle linéaire, en prévision à 1 heure, le RNA à 2 neurones sur la couche cachée anticipe même les changements de pentes (renforcement de la crue le soir du 12 novembre, fin de la montée vers 2 heures le 13 au matin)
- la pointe de crue est cependant mal prévue : sous-estimation de 50 $m^3.s^{-1}$ pour le RNA à 2 neurones cachés en prévision à 1 heure, et pour les deux types de RNA en prévision à 3 heures (dont la prévision ne présente plus aucun intérêt tant elle est en retard).

Pour la même crue, le comportement à Bas-en-Basset est sensiblement différent. Tout d'abord, dans ce cas particulier, il est apparu des phénomènes de surcalage (FIG.5.9) pour le réseau à deux neurones cachés tant en prévision à 1 heure qu'à 3 heures. Ceci illustre donc la prudence avec laquelle ces modèles doivent être utilisés – d'autant plus en prévision des crues. Les prévisions du RNA à un neurone caché, sont quant à elles plutôt bonnes pour cette crue. Néanmoins, une fois de plus, le retard qui a été décrit précédemment pour le bassin du Chambon sur Lignon est observé, ainsi que quelques surestimations : en prévision à 1 heure, le pic est surestimé pendant deux heures ; en prévision à 3 heures, c'est la première montée, celle du 11 novembre qui est largement surestimée.

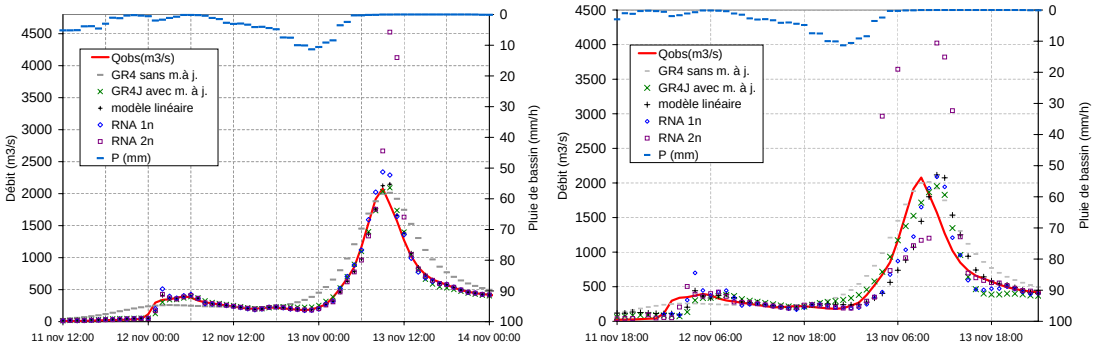


FIG. 5.9 – *Exemple de surcalage à Bas-en-Basset (crue de novembre 1996) : prévisions à 1 heure à gauche et à trois heures à droite. Visualisation des prévisions obtenues avec un RNA à 1 neurone caché déjà représenté en* FIG.*5.8 et avec un RNA à deux neurones cachés présentant un phénomène de surcalage (non présenté en* FIG.*5.8.*

Lors de la crue de novembre 2002, les remarques sont à peu près les mêmes : dans l'ensemble les prévisions des RNA semblent assez proches des observations, mais la présence d'un décalage temporel rend difficile leur utilisation en prévision. Cette question du décalage temporel a été soulevée par plusieurs auteurs (de Vos & Rientjes, 2005; Abrahart *et al.*, 2007). La solution proposée par Abrahart *et al.* (2007) consiste à utiliser, lors de l'optimisation des modèles, un critère permettant de tenir compte des décalages temporels. Ce travail exploratoire, intéressant, dont les résultats sont plutôt équivoques [1] devra être poursuivi ou validé de manière plus définitive avant d'être proposé comme réponse à ce problème de décalages temporels.
Par ailleurs pour la prévision à Bas-en-Basset, il est possible d'observer un autre phénomène assez fréquent lors de l'utilisation de modèles basés sur les données : les prévisions des RNA oscillent autour des valeurs observées se réajustant presque à chaque pas de temps (ce phénomène est déjà visible en prévision à 1 heure, et est très évident en prévision à 3 heures). Ces oscillations peuvent expliquer les mauvaises performances observées sur les critères ND (la variation de débit prévue comparée à une variation nulle).

5.2.3.3 Synthèse

Les critères quantitatifs utilisés lors des évaluations précédentes portaient sur l'ensemble des erreurs, moyennaient celles-ci, et intégraient l'ensemble des résultats au travers de critères numériques... Les valeurs obtenues avec ce type de critères, si elles permettent de comparer ce travail à d'autres travaux de recherche, ne prennent néanmoins pas forcément de sens, lorsque l'objectif est de savoir s'il est possible de faire confiance aux modélisations pour une prise de décision. L'idée de cette évaluation qualitative était donc de visualiser graphiquement ce à quoi correspondent les valeurs de ces critères.
Il a été fait en sorte de choisir un nombre limité d'exemples, balayant quelques situations rencontrées. Deux types de crues ont donc été choisies, une crue moyenne et une crue forte, sur des bassins de tailles différentes, l'un plus petit et l'autre plus grand.

1. L'option choisie consiste à calculer une erreur quadratique moyenne entre les données observées et les données simulées décalées d'un certain délai (combinaison de l'erreur quadratique et d'un facteur de correction temporelle). Cette méthode permet d'après ces auteurs de réduire de manière significative les décalages temporels – notamment du pic de crue – pour de courts horizons de prévision (6 h pour le bassin en question), mais n'a pas d'impact sur ce critère pour des horizons plus longs (24 h). Cette contrainte supplémentaire a également pour effet à 6 h d'améliorer la simulation des crues faibles, alors que celles des crues fortes sont dégradées. C'est exactement l'opposé qui se produit en prévision à 24 h : la prévision des crues fortes est améliorée tandis que celle des crues moyennes ou faibles est dégradée.

Les résultats ont confirmé graphiquement ce qui avait été pressenti numériquement : sur un court horizon de prévision (1 heure), à peu près tous les modèles se valent avec même, peut-être, une préférence pour les modèles basés sur les données (erreurs souvent moins fortes). Cependant, même à une heure, on s'aperçoit que ces derniers modèles ne font la plupart du temps que prolonger des tendances et ceci est confirmé, car plus visible, lorsque l'horizon de prévision augmente : leurs prévisions sont quasi systématiquement en retard et ne permettent pas d'anticiper les changements de tendances. Ainsi ces modèles, basés sur les données, rencontrent des difficultés à prévoir les changements de tendances telles que le début de la montée de crue, le début de la décrue. Le modèle conceptuel permet en général d'éviter ce genre d'écueil. Néanmoins, lorsqu'il est utilisé avec une technique de mise à jour, cette difficulté peut apparaître également, dans une moindre mesure, mettant en avant une contribution un peu ambiguë de cette technique de mise à jour qui parfois dégrade les prévisions. S'il fallait ne retenir qu'une différence principale, ça serait que le modèle conceptuel permet d'anticiper les changements de tendances, alors que ce n'est pas le cas pour les modèles basés sur les données.

Synthèse du chapitre

Rappel des différents éléments du chapitre

L'objectif L'objectif de ce chapitre était de mettre en œuvre et de comparer, selon la même procédure, différents types de modélisations globales à des fins d'utilisation en prévision des crues. Trois types de modèles ont été choisis, calés et mis en œuvre séparément dans une étude préalable (*cf.* pages 419 à 497) puis comparés dans le présent chapitre : des modèles linéaires, des modèles de réseaux de neurones artificiels (RNA) et des modèles conceptuels.

Des modèles proches selon un critère de Nash & Sutcliffe (1970) D'abord, une évaluation assez classique a été réalisée avec un critère d'erreurs en moindres carrés, le critère de Nash & Sutcliffe (1970). Les performances médianes de chaque modèle sont comparées entre elles et au modèle de persistance. Cette première évaluation fait apparaître les éléments suivants : en calage, les RNA sont les modèles les plus performants, en particulier ceux comportant le plus grand nombre de neurones sur la couche cachée ; le modèle de persistance obtient en général les performances les plus faibles, mais ce n'est pas toujours le cas, et il apparaît comme une référence parfois difficile à battre, notamment pour le modèle conceptuel dont le calage n'est vraisemblablement optimal – modèle évalué avec mise à jour mais calé sans mise à jour. Les performances – et en particulier celles des RNA – décroissent lorsque l'horizon de prévision augmente. En contrôle, la plupart des tendances décrites en calage se confirment, exceptée la supériorité des RNA : en contrôle, les performances moyennes des différents modèles sont plus proches les unes des autres, avec une légère supériorité du modèle conceptuel testé. D'autre part, en calage, comme en contrôle, les performances les moins élevés concernent les plus petits bassins. L'impression générale au sortir de cette première comparaison est que les résultats du point de vue de ce critère de performance (critère NSE de Nash & Sutcliffe (1970)) fluctuent beaucoup selon le bassin, le modèle, l'horizon de prévision. Ceci peut probablement expliquer qu'aucune conclusion claire ne puisse être dégagée d'une revue des études de la littérature. Cela conduit à examiner ces modèles à travers d'autres modes d'évaluation [1].

Quand la pluie future n'est pas *« connue »* L'examen suivant consiste à comparer le comportement des différents modèles sur des horizons de prévisions plus longs, avec ou sans pluie future connue. Cette analyse avec ou sans pluie future permet de définir des temps caractéristiques pour chaque bassin reflétant l'horizon à partir duquel la pluie future va commencer à influencer de manière notable des débits futurs. Il apparaît que pour de très courts horizons de prévision en regard du temps caractéristique du bassin, tous les modèles se valent à peu près. Lorsque les horizons de prévision augmentent, alors les modèles conceptuels utilisés avec une connaissance parfaite de la pluie future prennent le dessus. Lorsque la pluie future n'est pas connue, pour un même horizon de prévision, deux cas se présentent : si cet horizon de prévision est inférieur au temps caractéristique du bassin, la pluie future joue un rôle moins important et les modèles conceptuels surclassent les autres modèles (transformation de la pluie déjà précipitée) ; si le bassin a un temps caractéristique inférieur à l'horizon de prévision alors le rôle de la pluie future devient déterminant : si elle peut

1. Un examen complémentaire, présenté en annexe B.7.1 (page 498), concerne les critères de persistance sur les variations de débits, afin d'évaluer la capacité des modèles à apporter d'avantage d'information qu'un simple maintien du dernier débit observé (persistance ou variation de débit nulle). Il apparaît que, dans l'ensemble, les modèles apportent peu ou pas d'information de ce point de vue : dans les meilleurs des cas, seulement 20 à 30% de la variabilité du signal *« variation de débit »* est expliquée. Cependant un comportement assez différencié apparaît : dans la majorité des cas, le modèle conceptuel apporte un peu d'information, alors que les autres modèles sont souvent moins bons que la persistance – et cela se dégrade encore lorsque l'horizon de prévision augmente.

être évaluée ou prévue, le modèle conceptuel reste l'outil le plus performant, mais si ce n'est pas le cas, alors, il souffre davantage que les modèles basés (modèles linéaires, RNA) sur les données de ce manque d'information et ces derniers obtiennent donc de meilleures performances – inférieures à celles qui auraient été obtenues avec le modèle conceptuel en pluie future connue.

Qualitativement Enfin, une évaluation qualitative des trois types de modèles a été réalisée. Il apparaît à nouveau que pour de très courts horizons de prévisions, l'impact du choix du type de modèle est limité. Cette évaluation souligne néanmoins les difficultés des modèles basés sur les données (modèles linéaires et RNA) à être utilisés dans une perspective de prévision des crues : les erreurs sont souvent moins fortes qu'avec les modèles conceptuels mais le décalage temporel est quasi systématique (retard), rendant inutilisables leurs prévisions en opérationnel. Le rôle parfois ambigu d'une mise à jour sur les débits avec un simple report d'erreur a été souligné.

Des limites

Sur les modèles conceptuels Les modèles conceptuels sont évalués en prévision, mais ont été calés en simulation : leur calage n'est donc pas optimal pour l'utilisation qui en est faite et ceci peut avoir un impact (Tangara, 2005; Berthet, 2006). De plus, la mise à jour utilisée pour ces modèles est très basique, il est donc vraisemblable que les résultats obtenus avec ces modèles sont une limite inférieure de ce à quoi l'on peut s'attendre avec une mise à jour plus sophistiquée ou mieux calée.

Sur les RNA La méthodologie de sélection des RNA s'écarte un peu des options classiques. Bien que notre option ait déjà été utilisée dans la littérature (Gosset, 2000), il se peut qu'elle ait un impact sur le choix des paramètres des RNA.

Sur les résultats Les résultats de cette étude ne concerne que 11 bassins, assez particuliers, tant par leurs caractéristiques physiographiques et climatologiques que par la qualité de leurs données.

Qu'en conclure ?

Le modèle conceptuel est plus intéressant Au sortir de ce chapitre, visant à comparer des modèles globaux conceptuels à d'autres types de modèles, basés sur les données et largement utilisés, il apparaît que les modèles conceptuels sont ceux qui semblent les plus intéressants à utiliser pour des applications en prévision des crues rapides.

Les problème de la capture de l'information Il semble qu'ils puissent apporter une information intéressante sur la transformation de la pluie en débit. Mais celle-ci reste difficile à saisir ou à capter à travers des critères numériques en moindre carrés : en effet, du point de vue de ces critères, et notamment de celui de la prévision des variations de débits, les performances obtenues sont relativement modestes. Ceci explique probablement que ces modèles soient peu utilisés par les services opérationnels. Les questions qui émergent sont : (i) Quelle est précisément cette information ? (ii) Comment parvenir à l'extraire de l'ensemble des résultats afin de pouvoir éventuellement l'utiliser en prévision opérationnelle ?

6 Évaluation approfondie des modèles globaux conceptuels pour la prévision des crues rapides

Sommaire

Introduction **115**
6.1 Méthodologie proposée **117**
6.1.1 Bassins et données 117
6.1.2 Choix des modèles 117
6.1.3 Mise en œuvre des modèles 117
6.1.4 Les analyses réalisées 118
6.2 Analyses et résultats **118**
6.2.1 Évaluation graphique 118
6.2.2 Prévision de dépassements de seuil 121
6.2.3 Caractéristiques de la crue : pic, volume, timing 125
6.2.4 Prévision de tendances 132
Synthèse du chapitre **138**
Introduction à la partie III **143**

Introduction

La situation D'un point de vue théorique des outils hydrologiques, simples, sont opportuns pour une utilisation en prévision des crues sur de petits bassins amont. Différentes sortes de modèles pluie-débit globaux ont été comparés entre eux du point de vue de critères en moindres carrés et évalués graphiquement (CHAP. 5). Il est apparu que des résultats souvent proches étaient obtenus entre les modèles mais aussi que les modèles conceptuels semblaient mieux valoriser l'information pluviométrique – ce qui est précisément ce qui nous intéresse sur ces petits bassins amont.

Évaluer différemment les modèles Ayant pour centre la simulation hydrologique pour la prévision des crues, le chapitre à venir se concentre donc sur ces modèles conceptuels et cherche à évaluer plus précisément ce qu'il est possible d'attendre de leur mise en œuvre dans une perspective d'utilisation en prévision de crues rapides.

Pourquoi une *« évaluation approfondie »* ? Jusqu'à présent les modèles ont été évalués soit sur des critères globaux, soit sur quelques hydrogrammes de crues. De nombreuses personnes s'accordent à dire [1] que le critère de Nash n'est pas toujours adéquat pour juger de la qualité d'une modélisation. La difficulté est que très peu d'alternatives sont proposées entre ce critère – ou des critères en moindres carrés assez proches – et une analyse graphique. Les premiers ont l'inconvénient d'être souvent synthétiques, trop intégrateurs, et ainsi de ne pas permettre une connexion à une réalité que l'on aimerait pouvoir appréhender [2]. A l'opposé, une simple analyse graphique ne permet pas d'intégrer facilement des résultats sur un ensemble de crues ou de débits et raisonne davantage au cas par cas. Par conséquent, les deux sont difficiles à utiliser lorsque l'on veut pouvoir les interpréter et dire quel degré de confiance accorder aux modèles? De plus, les modélisations n'ont pas de raison *a priori* d'être de qualité équivalente pour tous les types ou gammes de crues, pour toutes les parties de l'hydrogramme. Or les critères en moindres carrés lorsqu'ils sont utilisés sur toute la chronique, ne permettent pas vraiment de discriminer les situations, ce qui nous incite donc à utiliser des techniques d'évaluation complémentaires afin d'en étudier l'intérêt.

> *« [...] l'utilisation quasi exclusive du critère des moindres carrés pour évaluer les performances des modèles hydrologiques a tendance à masquer la spécificté et les limites d'application de ces modèles. Elle constitue aussi un appauvrissement artificiel de l'information contenue dans le jeu de données disponible. »* Garçon *et al.* (2003)

Une méthode pour l'évaluation des modèles ? Partant du constat de Garçon *et al.* (2003) [3], ainsi que d'un récent sondage auprès des SPC [4], des méthodes d'évaluation alternatives aux critères en moindres carrés sont proposées puis utilisées afin de mieux mettre en avant quels sont les points forts et les lacunes de ces modèles et sur quel type d'information – parmi les nombreuses informations utiles au prévisionniste relevées dans le chapitre 1 –, ils sont le plus utiles. La question sous-jacente est donc *« Comment évaluer ces modèles (ou leurs sorties) pour une utilisation potentielle (et potentiellement intelligente) en prévision des crue ? »*. Différentes techniques d'évaluation sont donc examinées tour à tour.

Une évaluation sans technique de mise à jour Enfin, les modèles sont ici évalués sans technique de mise à jour. En raison des arguments évoquées en B.1.7 et en B.2 (pages 411 et 414), et parce que les résultats du chapitre précédent ont montré que, si les techniques de mises à jour permettent de faire progresser les performances moyennes évaluées, par exemple avec des critères en moindres carrés, il est apparu qu'elles pouvaient [5] parfois dégrader la qualité des modélisations. Bien sûr, la technique de mise à jour très basique utilisée ici n'est pas représentative de l'ensemble d'entre elles. Néanmoins elle permet de mettre en avant une difficulté qui peut être rencontrée avec d'autres types de techniques. Et, à notre connaissance, la littérature ne permet pas d'identifier

1. Essentiellement lors de conférences ou de soutenances de thèses, ceux qui le disent dans des articles étant plus rares (Martinec & Rango, 1989; McCuen *et al.*, 2006; Schaefli & Gupta, 2007).

2. *« le critère de Nash a telle valeur : concrètement, puis-je baser ma décision – ou celle du Préfet – sur ce modèle ? »*

3. Qui traduit également les interrogations des opérationnels que nous avons rencontrés, sur les résultats de modélisation.

4. A la suite d'une enquête menée auprès de onze services de prévision des crues (SPC) participants à l'expérimentation BVNE, les attentes des opérationnels en terme de prévision ont été dégagées (Louis, 2005). Une distinction a été réalisée entre les bassins rapides (dont font partie les bassins de la Loire supérieure), les bassins lents et les estuaires. Il apparaît que les variables paraissant les plus pertinentes aux prévisionnistes sont la synchronisation entre les pointes prévues et observées, la valeur de la pointe de l'hydrogramme, la pente de montée de l'hydrogramme (en particulier pour les bassins rapides) et la prévision de dépassement de seuils. Le volume de l'hydrogramme apparait également être un élément apprécié des prévisionnistes sur des bassins rapides.

5. Du moins, celles utilisées dans cette étude.

de techniques de mises à jour suffisamment efficaces pour des petits bassins très rapides dont le temps de montée est proche du pas de temps de travail (*i.e.* à peu près la résolution temporelle des données utilisées) [1].

À la recherche d'une information cachée Cette section est donc consacrée à une évaluation plus approfondie de la modélisation [2] des crues par les modèles conceptuels par des techniques d'évaluation alternatives à l'utilisation de critères en moindres carrés. Il s'agit de balayer de manière systématique, approfondie, si possible rigoureuse, l'ensemble des informations que peuvent fournir les modèles, d'utiliser le pouvoir discriminant de chacune de ces techniques afin de mettre en avant toute information utile pouvant être extraite de ces modélisations et ainsi mieux juger l'intérêt de chacun des modèles, c'est-à-dire sa marge de valorisation.

6.1 Méthodologie proposée

6.1.1 Bassins et données

Pour cette évaluation, tous les bassins d'étude ont été utilisés. Les modèles sont utilisés en continu (toutes les données sont donc utilisées), mais l'évaluation est – sauf indication contraire – réalisée uniquement sur les crues – et uniquement celles pour lesquelles les données ne sont pas douteuses (*cf.* CHAP.4) ou non disponibles.

6.1.2 Choix des modèles

Les modèles qui ont été retenus pour cette analyse sont les six modèles globaux conceptuels (TOPM, IHAC, GR4J, HBV0, CREC & TOP6) mis en œuvre et évalués précédemment et décrits plus en détail en B.6.1 (page 472). Ces modèles ont été choisis, plutôt que des modèles basés sur les données, car au sortir de l'analyse précédente, il semble que ces modèles soient les plus intéressants pour valoriser l'information pluviométrique.
Un modèle c'est une structure, mais c'est également un jeu de paramètres associé. Ces modèles ont été calés sur chaque bassin sur des sous-périodes de longueurs différentes permettant ainsi d'obtenir un nombre assez élevé de jeux de paramètres. Ceux-ci ont fait l'objet d'une étude à part dont une partie est présentée en B.6.2.3 (page 480). La question qui se pose est : lorsqu'on évalue un modèle, évalue-t-on sa structure ou le jeu de paramètres qui est utilisé? La réponse est probablement que l'on évalue les deux en même temps. Cela pose donc un problème pour l'évaluation : si un très bon jeu de paramètres est utilisé pour un des modèles et un moins bon pour un autre modèle, sont-ils évalués de manière juste? et alors quel jeu de paramètres choisir?
Une réponse à cette question consiste à utiliser (et donc conserver, et ce, même s'il existe parfois un doute sur l'optimalité du jeu de paramètres identifiés) tous ces jeux de paramètres, c'est-à-dire faire des simulations d'ensemble et les évaluer ensuite. Cette méthode nous a paru juste, tous les modèles étant ainsi mis en œuvre et optimisés de la même façon.

6.1.3 Mise en œuvre des modèles

On se place ici dans le cadre d'une utilisation des modèles hydrologiques « en pluie connue » car il ne s'agit pas ici d'évaluer les incertitudes liées à la méconnaissance de la pluie future [3].

1. La question de l'utilisation des techniques de mise à jour est traitée de manière plus détaillée en B.2, page 414.
2. En mode de simulation – *i.e.* avec une connaissance parfaite de la pluie future et sans utilisation de technique de mise à jour.
3. De plus, les prévisions de pluies seront utilisées dans une section suivante (CHAP.10).

Les modèles sont également utilisés sans technique de mise à jour sur les débits. Dans la partie précédente, une technique de mise à jour basique – probablement trop basique – a été utilisée. Le développement de technique de mises à jour robustes est un travail en soi, et n'a pas été entrepris ici, d'autant plus que le point central de cette évaluation est de proposer une méthodologie d'évaluation et de rechercher s'il existe une – ou plusieurs– analyse discriminante. Enfin, s'il fallait encore un argument supplémentaire, il a été montré dans le chapitre précédent, que ce qui fait la différence pour la prévision sur ces petits bassins, c'est la prise en compte de la transformation pluie-débit.
Ce sont donc des modèles utilisés en simulation, sans technique de mise à jour et sans prévision de pluies futures qui sont évalués dans cette section – mais une fois de plus, la méthodologie mise en place ici peut bien sûr être étendue à des modèle utilisés en prévision.

6.1.4 Les analyses réalisées

Les différents éléments identifiés (*cf.* CHAP.1) intéressants le prévisionniste sont examinés tour à tour.
(1) Une **évaluation graphique** permet de visualiser très concrètement la qualité des simulations, ainsi que la part d'erreur de modélisation qui est expliquée par l'incertitude sur le choix des paramètres. Comme précédemment, les points qui retiennent davantage l'attention lors de cet examen visuel sont le décalage temporel éventuel entre les hydrogrammes simulé et observé, la comparaison des volumes de crues (l'intégrale de la courbe) et des valeurs de pics de crue, les formes respectives des montées de crue permettant ou non d'anticiper la crue pour une utilisation potentielle en prévision.
Les analyses suivantes sont consacrées à évaluer, toujours dans une perspective de prévision, si les modèles ne sont pas meilleurs lorsque la cible de l'évaluation n'est plus l'hydrogramme dans toute sa complexité mais une sous-information sur la crue.
(2) La première a pour principe de compter le nombre de crues bien simulées sur certaines de leurs caractéristiques principales : **pic, volume et timing** de la pointe de crue.
(3) La suivante comptabilise le nombre de crues pour lesquelles il y a une adéquation entre les **dépassements de seuils** observés et simulés.
(4) Enfin la dernière s'attache à évaluer quel est le pourcentage de réussite des différents modèles à **bien prévoir les tendances** (montée des débits, décrue).

6.2 Analyses et résultats

6.2.1 Évaluation graphique

6.2.1.1 Présentation

Pour évaluer la sensibilité des modèles à des jeux de paramètres réalistes (réalistes dans la mesure où ils ont été obtenus lors d'un calage sur une partie de la série de données, au minimum deux ans), plusieurs stratégies ont été mises en œuvre. La première d'entre elles est une évaluation graphique sur quelques crues, afin de mieux comprendre quel peut être l'impact d'une variation dans les paramètres sur les simulations réalisées – et en particulier sur les simulations en crue.
Les hydrogrammes présentés ici correspondent à des simulations d'ensemble (sur les jeux de paramètres) avec chacun des six modèles utilisés – il est également possible d'interpréter cela comme des prévisions en pluie future connue, sans technique de mise à jour.

6.2.1.2 Résultats

Le premier élément frappant lors de cette analyse graphique est que, la plupart du temps les débits simulés à partir de différents jeux de paramètres sont très proches les uns des autres (FIG.6.1). Ceci peut être mis en relation avec deux éléments. Le premier est que, pour les modèles considérés sur cette figure, des jeux de paramètres assez stables avaient été obtenus pour ce bassin et ces modèles (*cf.* Annexe B). Le second élément explicatif pourrait être que cette crue de novembre 1996 est caractérisée par un volume de pluie élevé, ce qui conduirait à rejoindre l'interprétation – classique pour les événements un peu extrêmes – consistant à dire qu'à partir d'un certain volume, au delà d'un certain seuil, « tout coule »,... et limiterait ainsi l'effet de la paramétrisation des modèles.

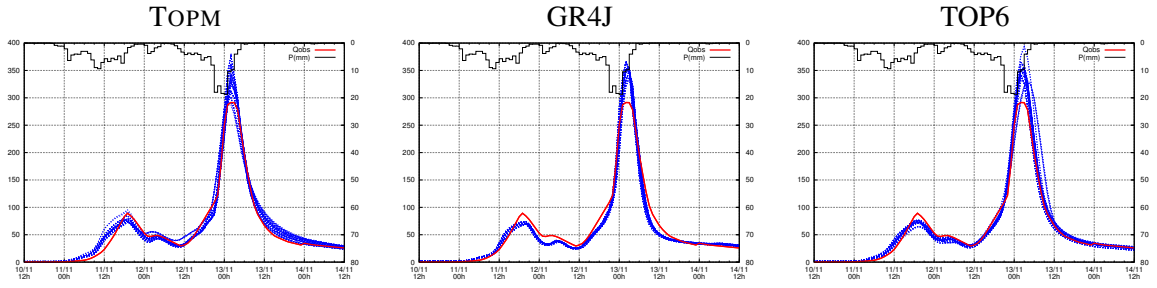


FIG. 6.1 – *Crue de novembre 1996 simulée au Chambon sur Lignon. Les simulations d'ensemble réalisées à partir de plusieurs dizaines de jeux de paramètres sont finalement très porches les unes des autres.*

Cette dernière hypothèse est à rejeter lorsque l'on examine les simulations réalisées sur la même crue par les trois autres modèles (FIG.6.2) : « tout coule » peut-être?... mais une paramétrisation correcte des modèles reste cruciale pour ne pas complètement passer à côte de la crue. Les hydrogrammes obtenus avec CREC montrent qu'il peut exister une influence dans les caractéristiques de la crue (essentiellement les pentes de la montée et de la décrue, la valeur du pic), sans en changer la forme générale. Les deux autres modèles montrent au contraire que certains jeux de paramètres peuvent conduire à des simulations très différentes – voire parfois même aberrantes– avec des décalages temporels, des surestimations et sous-estimations importantes, liés probablement au fait que des optimums locaux aient parfois été obtenus lors des calages (cela a été indiqué en 5.1.1.1 et est exposé en détail dans la partie B.6). La conclusion qui en découle est sans originalité, mais néanmoins capitale : utiliser un jeu de paramètres correct est très important, en particulier pour la bonne simulation des crues.

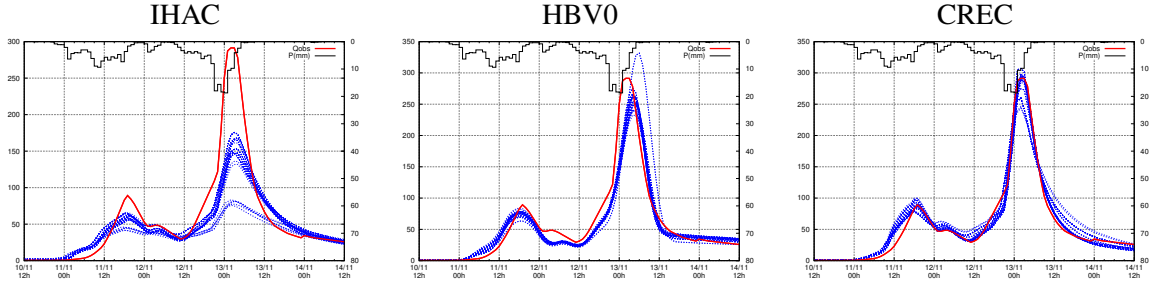


FIG. 6.2 – *Crue de novembre 1996 simulée au Chambon sur Lignon. Il existe une variabilité, avec parfois des écarts très importants due à certains jeux de paramètres.*

Le second élément marquant lors de l'examen de ces simulations d'ensemble est que, de manière un peu générale, lorsqu'un modèle parvient plutôt bien à simuler la crue, cela est vrai pour d'autres

modèles ; et que inversement, souvent les modèles « manquent » la crue (sous-estimation ou sur-estimation), tous ensemble (FIG.6.3, par exemple).

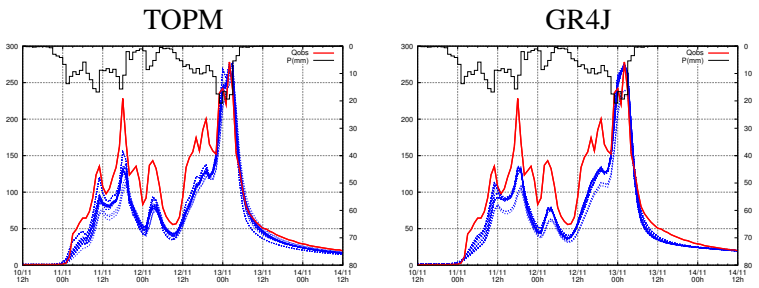


FIG. 6.3 – *Crue de novembre 1996 simulée à Rieutord. Alors que les deux modèles simules bien la pointe de la dernière crue ainsi que la décrue, ils sous-estiment tous les deux la première partie de la crue.*

Ceci est illustré de manière encore plus flagrante par la figure 6.4 où aucun des modèles, tels qu'ils ont été calés, ne parvient à reproduire ou même approcher cette crue.

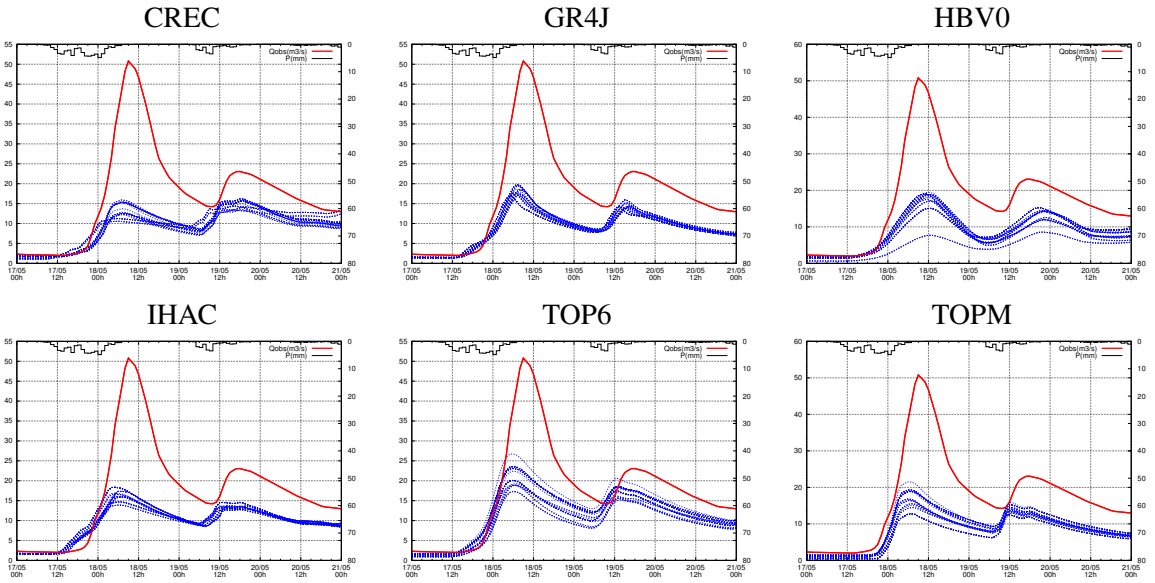


FIG. 6.4 – *Crue de mai 1999 simulée à Espaly avec les 6 modèles conceptuels de cette étude. Aucun des modèles ne parvient à simuler la crue.*

Comment interpréter cela ? La paramétrisation des modèles n'est visiblement pas la seule à devoir être mise en cause... Il semble que dans ce cas comme dans le précédent, un phénomène inconnu des modèles soit à l'œuvre (inconnu au sens de *« pour lequel les modèles n'ont pas été calés »*). Le modèle peut alors être utilisé comme filtre de lecture de données et comme outil de détection de situations atypiques. En ce qui concerne la crue de la figure 6.3, il semble que la lame d'eau soit légèrement sous-estimée pour la première partie de la crue. Pour la seconde crue (FIG.6.4), il se peut que la lame d'eau soit également sous-estimée, il se peut aussi, qu'une remobilisation d'un manteau neigeux ait permis de former une crue forte là où le bassin aurait habituellement donné une crue moyenne à faible.

6.2.1.3 Synthèse

Cette analyse graphique a permis de visualiser la sensibilité des modélisations à l'incertitude sur les paramètres. Il semble que cette sensibilité ne dépende pas seulement du nombre de paramètres mais plutôt de leur *« qualité »* : les jeux de paramètres correspondant à des optimums locaux, apparus lors du calage entraînent des simulations de débits relativement différentes de celles correspondants à des optimums – que l'on suppose – globaux. Il apparaît donc que mis à part ces cas isolés, les simulations sont relativement peu sensibles au choix des paramètres calés sur une autre période (stationnarité). Cette analyse graphique permet aussi de mettre en avant que l'incertitude sur les paramètres est loin d'expliquer toutes les erreurs de modélisation [1].

6.2.2 Prévision de dépassements de seuil

6.2.2.1 Présentation

L'idée sous-jacente à cette nouvelle évaluation est qu'il se peut que vouloir simuler correctement toutes les composantes d'un hydrogramme de crue soit trop ambitieux et ne corresponde pas aux besoins de certains services de prévisions des crues. Les critères – ou contraintes– d'évaluation sont donc relâchés et seule une information basique – mais souvent primordiale – est retenue : la crue va-t-elle dépasser ou non, un seuil donné ? Ce seuil peut correspondre par exemple à un débordement sur le réseau routier, au dépassement d'éventuelles digues, à la mise en eau des habitations riveraines. Il peut également correspondre à un niveau d'alerte pour les services opérationnels de prévision des crues.
L'objet d'évaluation n'est donc plus la reconstitution exacte de l'ensemble de la crue mais seulement le dépassement d'un seuil. La perception des exigences vis-à-vis de la modélisation est donc modifiée, et alors l'évaluation devient en quelque sorte binaire :

OUI le dépassement de seuil a *« bien »* été simulé ; c'est-à-dire que l'on a simulé un dépassement de seuil et qu'il a bien eu lieu $\longrightarrow$ **alarme correcte**

NON il n'a pas *« bien »* été simulé. Dans ce dernier cas, plusieurs situations sont possibles :

- il y a eu dépassement de seuil et il n'a pas été simulé $\longrightarrow$ **événement manquée**
- il n'y a pas eu de dépassement de seuil observé, alors qu'un dépassement a été simulé $\longrightarrow$ **fausse alarme**

Ceci permet de définir différentes classes de qualité pour les crues simulées par les modèles [2] et de comptabiliser pour chaque classe le nombre de crues correspondantes :

Obs / Mod	Q> seuil	Q< seuil
Q>seuil	*a*	*b*
Q<seuil	*c*	*d*

TAB. 6.1 – *Les différentes situations permettant d'évaluer les modèles vis-à-vis d'un dépassement de seuil.*

1. Un test de comptage des erreurs a également été réalisé en annexe B.7.3 page 506.

2. Cette classification est proposée entre autres par Michaud & Sorooshian (1994a), mais étant donné le caractère assez trivial et immédiat de cette évaluation, elle a certainement été utilisée avant cela en hydrologie (son utilisation est répandue en météorologie).

où :
- a : nombre d'alarmes correctes (dépassement des débits observés et simulés)
- d : nombre de *« non alarme »* correctes (non dépassement des débits observés et non dépassement des débits simulés)
- b : nombre de fausses alertes (dépassement du seuil par les débits simulés seulement)
- c : nombre d'événements manquées (dépassement du seuil par les débits observés seulement)

Une modélisation performante correspondra donc à des valeurs de a et de d maximales et des valeurs de b et c minimales.
Une question difficile est de fixer ces seuils par rapport auxquels les modélisations sont évaluées. La plupart des bassins de cette étude correspondent à des bassins à enjeux opérationnels en prévision des crues : des seuils existent déjà et ils seront utilisés (seuils de vigilance, préalerte, alerte). Il existe également pour ces bassins, une évaluation du débit décennal qui sera utilisée comme quatrième seuil afin de préciser l'évaluation sur les crues les plus fortes. Les bassins concernés par la présence de ces valeurs sont : la Loire à Goudet, à Chadrac et à Bas-en-Basset, le Lignon au Chambon sur Lignon, la Borne à Espaly et la Dunière à Vaubarlet.
Pour les autres bassins, nous avons utilisé le rapport entre le débit moyen et les différents seuils de bassins proches [1] afin de calculer à partir du débit moyen de chaque bassin les différents seuils (ceux-ci n'ont donc pas la même signification opérationnelle que les autres seuils).
Afin de rendre comparable les évaluations d'un bassin à l'autre, d'une période à l'autre, des critères, ne tenant pas compte du nombre total d'événements sur lesquels l'évaluation est réalisée, ont été proposés dans la littérature, notamment par Bontron (2004) et par Habets *et al.* (2004) qui les utilisent pour évaluer la qualité des prévisions de précipitations [2].

Probabilité de détection POD : probabilité conditionnelle de faire une bonne prévision sachant qu'une alerte est observée.

$$POD = \frac{a}{a+c} \tag{6.1}$$

Taux de Fausses Alertes FAR : probabilité de faire une fausse alerte sachant qu'une alerte a été réalisée.

$$FAR = \frac{b}{a+b} \tag{6.2}$$

Critical Succes Index CSI prend en compte à la fois le taux de détection (POD) et le taux de fausses alertes (FAR).

$$CSI = \frac{1}{\frac{1}{1-FAR} + \frac{1}{POD} - 1} \tag{6.3}$$

Une bonne simulation correspond donc à une valeur élevée de POD (pourcentage des dépassements de seuils observés qui ont été simulés par le modèle) et une valeur faible de FAR (pourcentage de fausses alertes sur le nombre total d'alertes). Le critère CSI prend quant à lui des valeurs comprises entre 0.33 et 1 si les deux critères POD et FAR sont supérieurs à 0.5 (*cf.* B.7.4 page 511).

6.2.2.2 Résultats

Les résultats sont présentés sous la forme de tableaux dont le tableau TAB.6.2 constitue un exemple : des tableaux équivalents ont été obtenus pour chacun des bassins (*cf.* B.7.4, page 511) permettant de dégager les quelques éléments marquants ci-dessous.

1. Pour Coubon, les rapports à Goudet et Chadrac ont été utilisés ; pour Cros de Géorand, Rieutord, Besseyre et Pandraux, le rapport à Goudet a été utilisé.

2. Beaucoup d'autres critères possibles existent. Il est possible de consulter le travail de Bontron (2004) pour une revue plus complète.

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
27	TOPM	57	41-52	(46)	5-16	(11)	4-12	(4)	0.72-0.91	(0.81)	0.08-0.19	(0.08)	0.67-0.80	(0.75)
27	IHAC	57	20-52	(46)	5-37	(11)	0-18	(5)	0.35-0.91	(0.81)	0.00-0.26	(0.10)	0.35-0.80	(0.74)
27	GR4J	57	43-50	(48)	7-14	(9)	4-4	(4)	0.75-0.88	(0.84)	0.07-0.09	(0.08)	0.70-0.82	(0.79)
27	HBV0	57	44-54	(50)	3-13	(7)	4-28	(8)	0.77-0.95	(0.88)	0.08-0.34	(0.14)	0.64-0.78	(0.77)
27	CREC	57	37-54	(52)	3-20	(5)	3-10	(16)	0.65-0.95	(0.91)	0.07-0.16	(0.10)	0.62-0.84	(0.80)
27	TOP6	57	38-45	(44)	12-19	(13)	2-4	(3)	0.67-0.79	(0.77)	0.04-0.09	(0.07)	0.63-0.75	(0.74)
68	TOPM	34	24-31	(29)	4-11	(6)	1-1	(1)	0.68-0.88	(0.82)	0.03-0.04	(0.03)	0.66-0.86	(0.80)
68	IHAC	34	0-24	(24)	10-34	(10)	0-1	(1)	0.00-0.71	(0.71)	0.00-0.04	(0.04)	0.29-0.69	(0.69)
68	GR4J	34	23-29	(27)	5-11	(7)	1-1	(1)	0.68-0.85	(0.79)	0.03-0.04	(0.04)	0.66-0.83	(0.77)
68	HBV0	34	18-30	(29)	4-16	(5)	0-2	(1)	0.53-0.88	(0.85)	0.00-0.10	(0.03)	0.53-0.86	(0.83)
68	CREC	34	5-27	(25)	7-29	(9)	0-1	(1)	0.15-0.79	(0.74)	0.00-0.06	(0.04)	0.15-0.77	(0.71)
68	TOP6	34	22-26	(25)	8-12	(9)	1-1	(1)	0.65-0.76	(0.74)	0.04-0.04	(0.04)	0.63-0.74	(0.71)
89	TOPM	30	12-28	(20)	2-18	(10)	0-1	(0)	0.40-0.93	(0.67)	0.00-0.03	(0.00)	0.40-0.90	(0.67)
89	IHAC	30	0-17	(16)	13-30	(14)	0-0	(0)	0.00-0.57	(0.53)	0.00-0.00	(0.00)	0.10-0.57	(0.53)
89	GR4J	30	14-22	(21)	8-16	(9)	0-0	(0)	0.47-0.73	(0.70)	0.00-0.00	(0.00)	0.47-0.73	(0.70)
89	HBV0	30	5-21	(17)	9-25	(13)	0-0	(0)	0.17-0.70	(0.57)	0.00-0.00	(0.00)	0.17-0.70	(0.57)
89	CREC	30	1-20	(16)	10-29	(14)	0-0	(0)	0.03-0.67	(0.53)	0.00-0.00	(0.00)	0.03-0.67	(0.53)
89	TOP6	30	11-21	(19)	9-19	(11)	0-1	(0)	0.37-0.70	(0.63)	0.00-0.05	(0.00)	0.37-0.70	(0.63)
270	TOPM	5	0-3	(2)	2-5	(3)	0-0	(0)	0.00-0.60	(0.40)	0.00-0.00	(0.00)	0.40-0.60	(0.60)
270	IHAC	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
270	GR4J	5	0-3	(2)	2-5	(3)	0-0	(0)	0.00-0.60	(0.40)	0.00-0.00	(0.00)	0.40-0.60	(0.60)
270	HBVO	5	0-1	(0)	4-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.20	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.20-0.20	(0.20)
270	CREC	5	0-1	(0)	4-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.20	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.20-0.20	(0.20)
270	TOP6	5	0-3	(1)	2-5	(4)	0-0	(0)	0.00-0.60	(0.20)	0.00-0.00	(0.00)	0.20-0.60	(0.20)

TAB. 6.2 – *Évaluation des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils ($m^3.s^{-1}$) pour le bassin de la Loire à Rieutord (les valeurs sont données sous la forme « min-max (mediane) » correspondant à l'ensemble des jeux de paramètres testés (pour le CSI, les min, max et médianes des CSI sont pris en compte – non calculés directement à partir des min, max et médianes des POD et FAR, ce qui n'aurait pas de signification). Le nombre de crues (colonne 3) correspond au nombre de crues observées.*

L'analyse sur les résultats moyens (FIG.6.5) montre que le taux de détection est généralement assez faible (légèrement inférieur à 0.5 en moyenne sur tous les modèles, tous les seuils et tous les bassins), ce qui implique qu'à peu près une crue sur deux est manquée pour un seuil donné (ce qui n'est pas un résultat très valorisant pour ces modèles !). Pour préciser cette information, en moyenne, les crues qui sont les plus souvent manquées sont celles concernant des seuils élevés [1] (*i.e.* le seuil 3 ou le seuil 4, correspondant respectivement au seuil de mise en alerte et à celui du débit décennal).

Associé à ce taux de détection moyen, le critère sur les fausses alertes est quant à lui relativement bon ce qui signifie que peu de fausses alertes sont réalisées et, en général, ceci est d'autant plus vrai, que les seuils sont élevés. La combinaison de ces deux évaluations conduit donc directement à faire l'hypothèse d'une tendance à la sous-estimation assez généralisée des débits de crues.

Les critères de succès CSI – en tant que combinaison pour moitié des deux critères précédents – sont de l'ordre de 0.5 pour les seuils les plus bas (le taux de détection correct compense les fausses alarmes, plus nombreuses pour ces seuils) et de 0.4 pour les seuils les plus élevés (le taux de détection relativement faible est compensé par un taux de fausses alarmes faible également).

Les résultats moyens des modèles sont relativement proches les uns des autres. C'est le cas notamment du taux de détection et du taux de fausses alarmes pour les seuils les plus faibles. En ce qui concerne les seuils les plus élevés, la discrimination entre les modèles est plus aisée – notamment en raison du fait, que comme les crues de cette ampleur sont moins nombreuses, l'effet de compensation des moyennes est un peu limité. Il apparaît alors que les meilleurs modèles pour

1. Le taux de détection chute lorsque le seuil est plus élevé : en moyenne il est à 0.6 sur le seuil 1, 0.57 sur le seuil 2, 0.45 sur le seuil 3 et 0.2 sur le seuil 4.

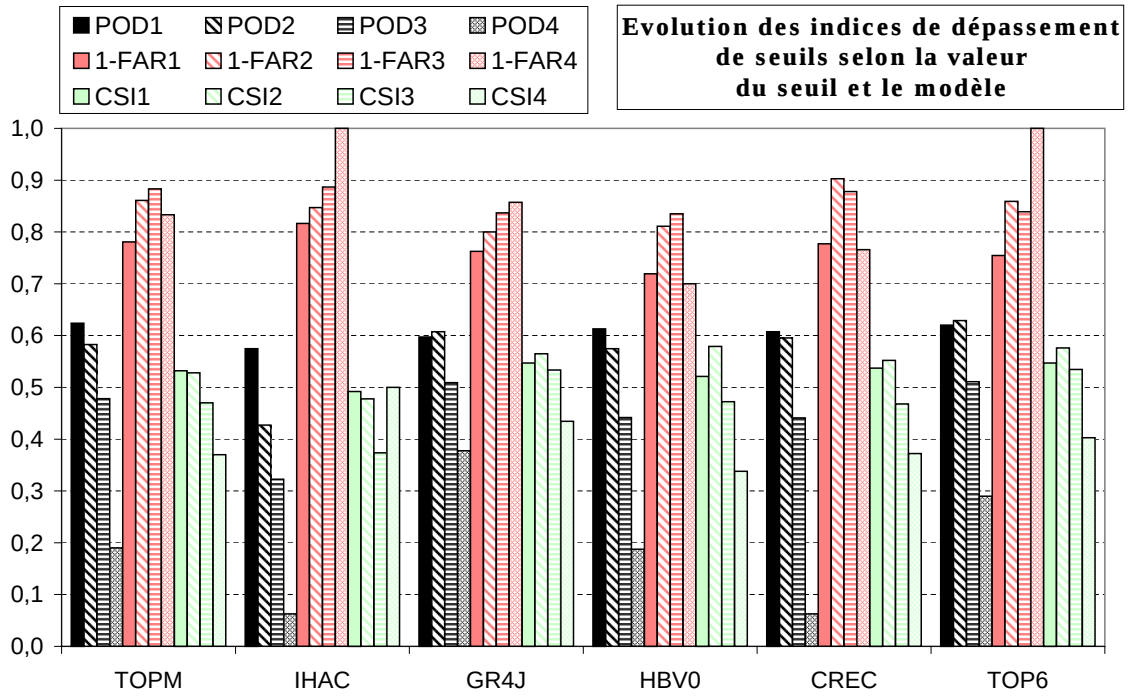


FIG. 6.5 – *Synthèse des différents critères de dépassement, selon le seuil, et le modèle hydrologique (valeurs optimales : 1 pour POD, 1-FAR et CSI).*

la détection des crues sont GR4J et, dans une moindre mesure, TOP6 ; alors que les meilleurs du point de vue du taux de fausses alarmes sont IHAC et TOP6. Ceci conduit à obtenir des CSI pas trop faibles avec pourtant des taux de détection très faibles : c'est un élément dont il faut tenir compte lors de l'évaluation des modélisations (*cf.* B.7.4.1).
Lorsque les résultats sont examinés bassin par bassin (figures en annexe dans la section B.7.4.3), les résultats suivants apparaissent :

- à Cros, à Rieutord, à Chambon et à Chadrac, les critères sont très acceptables (fort POD et faible FAR) pour les premiers seuils, le ou les dernier(s) seuil(s) semblant poser des difficultés de détection (parmi ces résultats les meilleurs concernent les bassins de Cros de Géorand et Rieutord, c'est-à-dire des bassins petits et soumis à des crues intenses : ceci est un résultat très satisfaisant).
- à Espaly, à Besseyre et à Vaubarlet, se pose de manière un peu généralisée, la difficulté de la détection des événements (très faible POD) et ce, pour presque tous les seuils.
- à Pandraux, à Coubon, à Goudet et Bas-en-Basset, le taux de détection est moyen à bon, mais c'est le taux de fausses alertes qui semble poser un plus grand problème (assez élevé).

6.2.2.3 Synthèse

Cette analyse sur la détection de dépassement de seuils a montré que les six modèles de cette étude souffraient d'une sous-estimtaion relativement importante des débits de crues : ceci entraîne un faible taux de fausses alertes (FAR) mais également un faible taux de détection (50% en moyenne sur tous les bassins pour les seuils les plus faibles et moins de 20% pour les seuils les plus élevés). A partir de là, le critère CSI censé permettre de synthétiser ces informations n'a plus tellement de sens. Ceci amène à conclure sur une performance modeste des modèles sur ces critères.

6.2.3 Caractéristiques de la crue : pic, volume, timing

6.2.3.1 Présentation

Il s'agit maintenant de juger les modèles sur des informations partielles plutôt que sur toutes les valeurs simulées. Celles qui sont ici retenues sont : le volume de la crue, la valeur du pic et la date du la pointe de crue. Ces valeurs sont supposées apporter des éléments de réponse aux questions suivantes : Quand la crue va-t-elle cesser de monter ? Jusqu'où va-t-elle monter? Quel volume va-t-il être nécessaire de gérer à l'aval de la station?
Un comptage des crues correctement simulées est réalisé du point de vue de différents critères. Pour chaque bassin, une liste d'événements pluie-débit intéressants ont été définis en 4. Pour chaque événement, on évalue quelle est l'erreur $\Delta Delai$ sur la chronologie de la crue (en fait, sur le moment auquel la valeur maximale est atteinte), quelle est l'erreur $\Delta Vols$ sur le volume de crue et l'erreur ΔPic sur la valeur de la pointe de crue.

$$\Delta Delai(i) = t_i(Qmax_{sim}) - t_i(Qmax_{obs}) \tag{6.4}$$

$$\Delta Pic(i) = Qmax_{sim_i} - Qmax_{obs_i} \tag{6.5}$$

$$\Delta Vol(i) = Vol_{sim_i} - Vol_{obs_i} \tag{6.6}$$

Des fourchettes d'erreurs sont tolérées en fonction d'une précision cohérente avec d'une part les besoins des services opérationnels et d'autre part avec ce qu'il est possible de faire (par exemple, vouloir une précision sur le timing de la pointe de crue inférieure à 1 heure pour des données au pas de temps horaire est illusoire). Toutes les crues dont les critères sont compris dans la fourchette d'erreur acceptée sont dénombrées du point de vue de chacun des critères puis des 3 critères ensemble.
Un raffinement a été apporté consistant à séparer les résultats selon le type de crues. Ces types de crues ont été définis selon les valeurs des débits et des pluies moyennes calculées. Le débit est jugé très fort si le débit maximal est supérieur à 10 fois le débit moyen ; fort, s'il lui est 5 fois supérieur ; faible, sinon. La pluie est jugée forte si le cumul de pluie de bassin sur l'événement est supérieur à 20 mm ; elle est jugée *« faible »*, sinon. Ceci fournit une répartition des crues dont plus de la moitié des crues correspond à des crues faibles provoquées par des pluies faibles (type 6) (TAB.6.3).

	Débit très fort		Débit fort		Débit faible	
Pluie forte	1	[25%]	3	[12%]	5	[10%]
Pluie faible	2	[3%]	4	[8%]	6	[52%]

TAB. 6.3 – *Définition des types de crues et pourcentage de crues correspondants entre crochets.*

6.2.3.2 Résultats

Résultats généraux Plusieurs résultats généraux concernant le pourcentage de réussite moyenne [1] du point de vue de critères sur le timing, le pic et le volume de la crue transparaissent (FIG.6.6). Il semble que très peu de crues soient parfaitement simulées du point de vue du critère sur la valeur du pic ou de celui sur l'estimation du volume de la crue : seulement 5% des crues sont simulées avec une erreur inférieure à 5% sur un de ces deux critères. Si une erreur d'environ 40% est tolérée sur le pic de crue, alors la moitié des simulations sont performantes du point de vue de ce critère

1. au sens de : *« sur l'ensemble des bassins, l'ensemble des modèles et l'ensemble des crues »*.

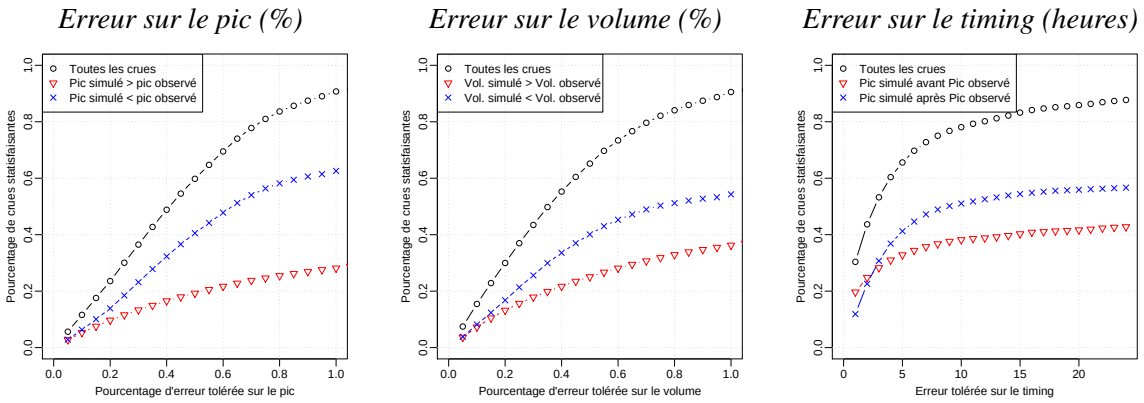


FIG. 6.6 – *Pourcentages de crues satisfaisantes selon l'erreur tolérée sur le timing (en heures), le pic (en %) et le volume (en %) (tous les bassins, toutes les crues, tous les modèles).*

unique tandis que pour obtenir la même proportion de crues satisfaisantes du point de vue du critère sur les volumes, il est nécessaire d'accepter une erreur de l'ordre de 35%. De plus, la plupart des erreurs sur le pic et le volume correspondent à une sous-estimation de ceux-ci, sous-estimation plus marquée pour le pic que pour le volume.
En ce qui concerne l'erreur sur le timing de la crue, les résultats qui sont présentés ici, sont assez difficiles à interpréter dans la mesure où ils correspondent à l'ensemble des 11 bassins, bassins dont les temps caractéristiques hydrologiques sont assez variés. Cependant cela permet de dégager quelques grandes tendances qui sont confirmées en partie par une analyse par bassin (*cf.* B.54 page 522). Sur environ un tiers des crues, l'erreur sur le timing est inférieure ou égale à 1 heure. Ceci est plutôt un résultat encourageant, dans la mesure où, dès qu'un pas de temps de travail horaire a été choisi, il est inévitable que des erreurs de chronologies de l'ordre du pas de temps de travail apparaissent. Pour les deux-tiers des crues, l'erreur sur ce timing est inférieure à 5 heures, erreur qui n'a évidement pas la même importance sur un bassin dont le temps de montée est de 3 heures que sur un bassin où il est de 12 heures. De plus, un phénomène intéressant apparaît : les erreurs faibles, correspondent plus souvent à des anticipations du modèle par rapport aux observations, alors que les erreurs plus importantes correspondent davantage à des retards.
Examiner quelle est l'influence de l'utilisation conjointe de deux critères (FIG.6.7) devrait permettre de mieux quantifier quelles sont les erreurs auxquelles il faut s'attendre sur la simulation des crues. En effet, une crue peut être bien simulée du point de vue du pic ou du volume mais pas du timing – et inversement. Il s'agit ici d'évaluer le degré de sélectivité associé à chacun des critères : par exemple, imposer une contrainte forte sur le pic dégrade très fortement les performances lorsqu'elle est associée à une des deux autres contraintes.

Selon le type de crues Comme présenté précédemment, six types de crues ont été définis. Tout d'abord une analyse a été réalisée sur les pics et les volumes (FIG.6.8). Il apparaît sur ces figures que les pics et volumes sont mieux estimés pour les crues de type 1, 3 et 4, c'est à dire les pluies fortes ayant entraîné une réaction forte à très forte des débits, et les pluies faibles ayant entraîné une réaction forte des débits. Au contraire, les crues correspondant à une réaction faible des débits (type 5 et 6) sont moins bien estimées en général sur les pics et les volumes. Le cas des crues de type 2 (réaction très forte des débits provoquée par une pluie jugée faible), met en évidence une difficulté assez marquée des modèles qui en général font des erreurs d'estimation assez importantes dans ce type de situation. Deux interprétations sont possibles. La première conclurait à un échec des modèles lorsque cette relation entre pluie et débit est trop *« exotique »*. La seconde – et

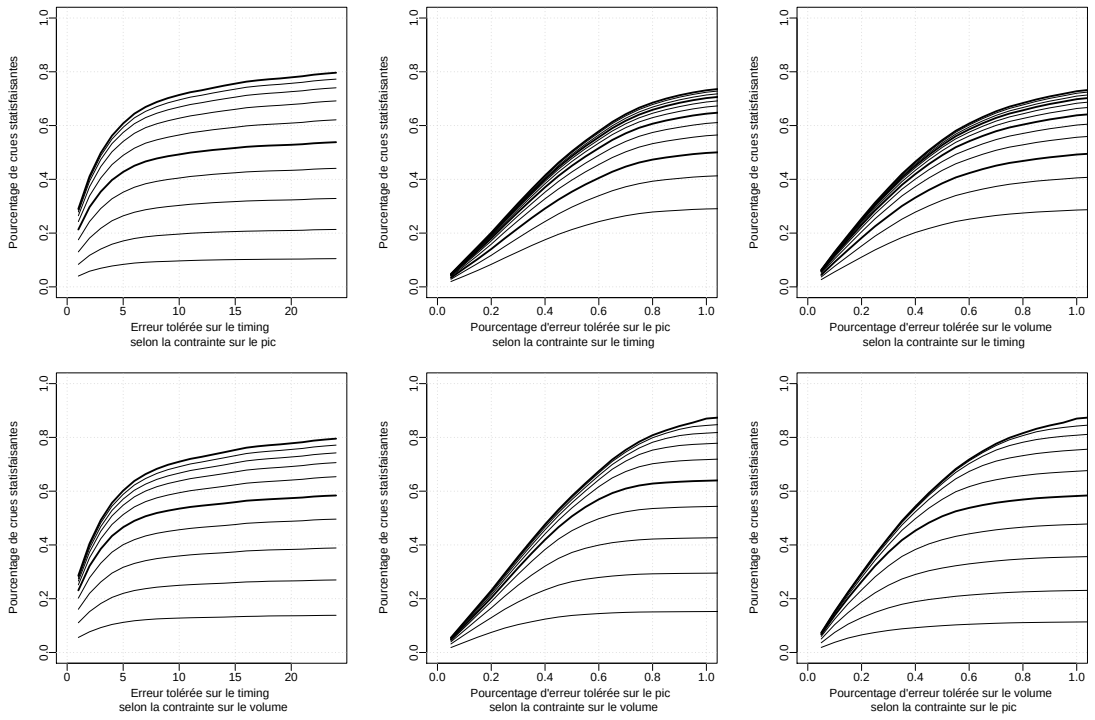


FIG. 6.7 – *Influence d'un critère d'erreur sur un autre (tous les bassins, toutes les crues, tous les modèles). Les différents traits indiquent la contrainte sur le deuxième critère qui est imposée (du bas ver les haut, tous les 10% pour le pic ou le volume (avec des traits plus épais pour des erreurs de 50 et 100%) et toutes les heures pour le timing (avec un trait plus épais toutes les 3 heures (3h, 6h, 9h, 12h, etc..).*

apparemment la plus vraisemblable car l'ensemble des modèles se comportent alors de la même façon – est que ce type de situation révèle une incohérence entre les pluies et les débits observées que ne peuvent reproduire les modèles (sous-estimation de la lame d'eau précipitée, présence d'un manteau neigeux mobilisé par les précipitations, . . .).

Si l'erreur sur le timing de la crue est considérée (FIG.6.9), alors il apparaît qu'en moyenne, les crues les plus fortes (réaction des débits fortes à très fortes) sont les mieux simulées du point de vue du timing – et lorsqu'une erreur est réalisée sur la chronologie, la tendance est alors à l'anticipation – alors que pour les crues plus faibles (types 5 et 6), les erreurs de timing sont plus importantes, et les retards plus fréquents. Ce résultat est un peu surprenant dans la mesure où des vitesses plus élevées sont en général associées aux débits les plus forts, ce qui entraînerait des temps caractéristiques plus courts et donc, si le timing des crues les plus fortes est correct, des anticipations devraient être attendues pour les crues les plus faibles (mêmes paramètres reliés à la fonction de transfert). C'est le contraire qui est observé. La première explication possible serait une non-linéarité de la fonction de transfert dans les modèles. La seconde explication peut être liée à un artefact d'évaluation : en effet, pour les crues les plus faibles, le pic de crue est plus mou et souvent plus difficile à déterminer, de plus des crues multipics apparaissent fréquemment dans ces cas. Il se peut donc que la sélection automatique du pic de crue dans une fenêtre temporelle ait entraîné des méprise dans l'identification des pics principaux et que les pics comparés ne correspondent pas au même pic de crue, entraînant alors des erreurs importantes sur le timing (parfois supérieures au temps de concentration), et en général en retard (les modèles ayant tendance à simuler des crues de plus en plus fortes dans le cas de plusieurs pics (rendements d'écoulement croissants au cours du temps (fonction de production), ce qui n'est pas toujours le cas dans les observations).

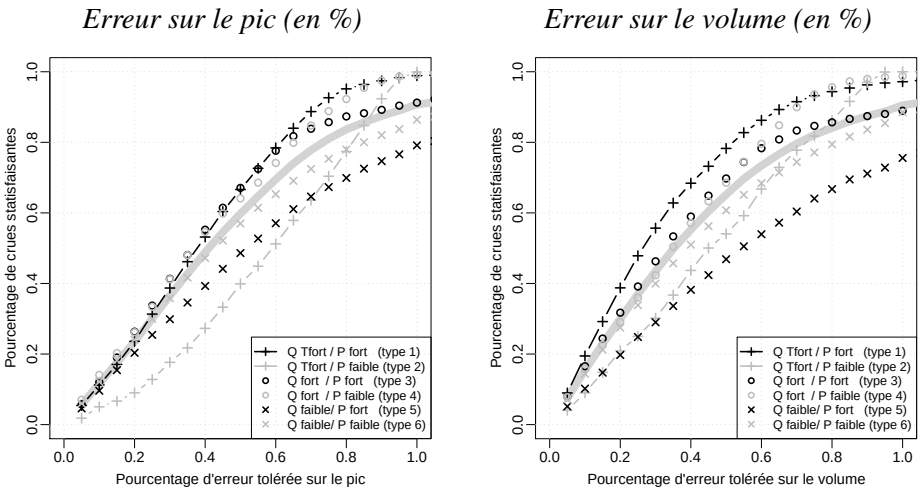


FIG. 6.8 – *Pourcentage de réussite selon le type de crue et les critères sur les pics (à gauche) et les volumes (à droite). Le trait épais, plein, correspond aux performances moyennes lorsque tous les types de crues sont pris en compte.*

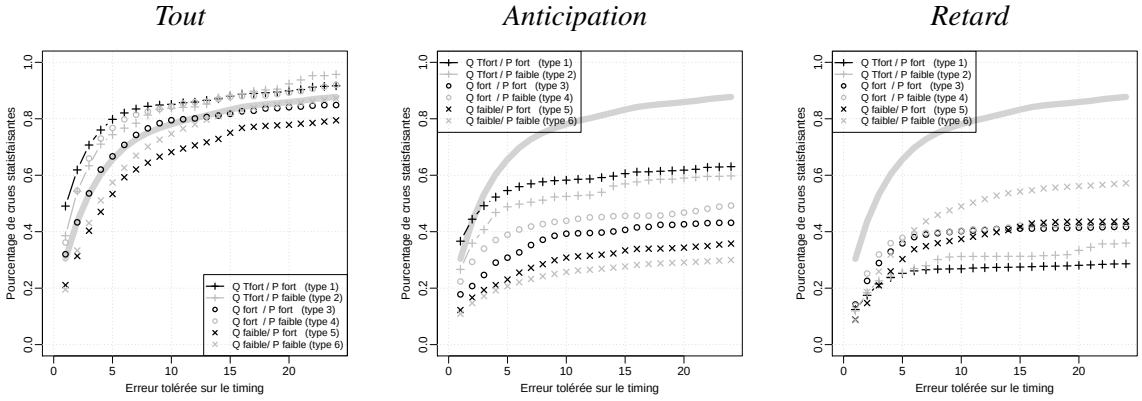


FIG. 6.9 – *Pourcentage de réussite selon le type de crue et les erreurs sur le timing (à gauche, sur une évaluation de l'ensemble des erreurs de timing ; au centre, seules les estimations justes ou anticipées ; à droite les simulations justes ou en retard).*

Ainsi, ces figures révèlent que les simulations sont plus précises lorsque des débits importants sont concernés [1]. Ceci est plutôt rassurant même si deux nuances doivent être apportées à ce constat. La première d'entre elles est qu'un même pourcentage d'erreur (*resp. une même erreur*) peut correspondre à des erreurs (*resp. des pourcentages*) très différentes selon que la crue est forte ou non : par exemple une erreur de quelques dizaines de $m^3.s^{-1}$ sur les débits peut représenter une erreur de quelques pourcents pour une crue forte, alors qu'elle sera évaluée à plusieurs dizaines de pourcents pour une crue de plus faible ampleur. Ce qui implique une plus forte exigence avec les crues les plus faibles qui peut expliquer ces performances moins bonnes.
La seconde nuance à apporter est que souvent les crues plus faibles, ont un pic moins marqué, rendant davantage possible la confusion entre un pic secondaire et un pic principal lors de l'évaluation du timing.

Selon le type de modèle On examine ensuite les performances obtenues par chacun des modèles (FIG.6.10). Il apparaît que dans l'ensemble les performances de tous les modèles sont très proches

1. Ce qui est normal, car lors du calage, le choix d'un critère d'erreur quadratique donne davantage de poids à ces crues.

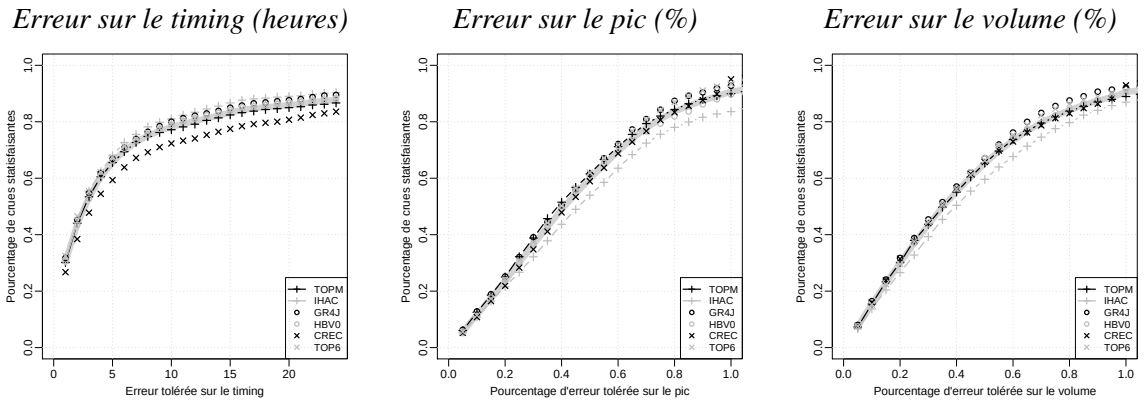


FIG. 6.10 – *Performances des différents modèles (tous les bassins, toutes crues confondues).*

avec deux exceptions principales : le modèle CREC semble moins performant que les autres modèles concernant l'estimation du timing du pic de crue ; le modèle IHAC est quant à lui moins performant que les autres modèles concernant l'estimation du pic et du volume des crues.
Si la distinction est réalisée selon le type de crue concernée, alors, deux résultats principaux apparaissent. Le premier concerne les types de crues qui sont les mieux simulées (1, 3 & 4) : les résultats sont alors très proches, et ce, quels que soient les modèles utilisés – même si quelques performances un peu plus faibles sur l'estimation du pic sont relevées pour IHAC sur les crues de type 1 et pour GR4J et CREC pour les crues de type 4. Le second résultat concerne les crues qui étaient les moins bien estimées (types 2, 5 et 6) : la discrimination entre les différents modèles y est alors plus aisée :

- pour les crues de type 5, les modèles les moins performants sont IHAC puis TOPM et CREC vis à vis des pics et des volumes et CREC pour le timing ;
- pour les crues de type 6 ; le modèle le moins performant sur les pics et volumes est également IHAC, puis CREC et HBV0 ; sur les timings, deux modèles sont moins efficaces que les autres : TOPM, CREC ;
- pour les crues de type 2 (moins de 3% des crues étudiées) ; les résultats sont difficiles à interpréter tant ils varient... il semble cependant que les performances des modèles sont relativement proches.

L'étude des timings montre que pour certains types des crues, les erreurs réalisées par certains modèles suivent des tendances (FIG.B.56). Par exemple pour les crues de type 1, 2 ou 4, les erreurs des modèles GR4J et HBV0 sont plus fréquemment des anticipations que pour les autres modèles. C'est exactement l'inverse qui se produit pour le modèle IHAC (crues de type 2 et 4).

Selon les bassins Les figures représentant l'évolution des critères pour chacun des bassins sont en annexe (FIG.B.54, FIG.B.52 et FIG.B.53). Elles apportent plusieurs informations sur la qualité de la simulation des crues.
La valeur du pic de crue semble n'être quasiment jamais bien estimée : sur chacun des bassins, moins de 5% des simulations font une erreur inférieur ou égale à 5% de la valeur du pic.
Concernant le timing, pour tous les bassins, l'erreur dépasse 24 heures pour environ 15 à 20% des simulations... Ceci est vraisemblablement explicable par le fait que lors de crues à plusieurs pics, il se peut que le maximum modélisé et le maximum observé ne correspondent pas au même pic (*i.e.* qu'il sous-estime le pic principal et surestime le pic secondaire). A Cros de Géorand dont les temps de réponse sont très courts, environ 50% des crues ont une erreur sur le timing inférieure ou égale à 1 heure. Pour les autres bassins, ce pourcentage décroît : environ 40% pour Besseyre et

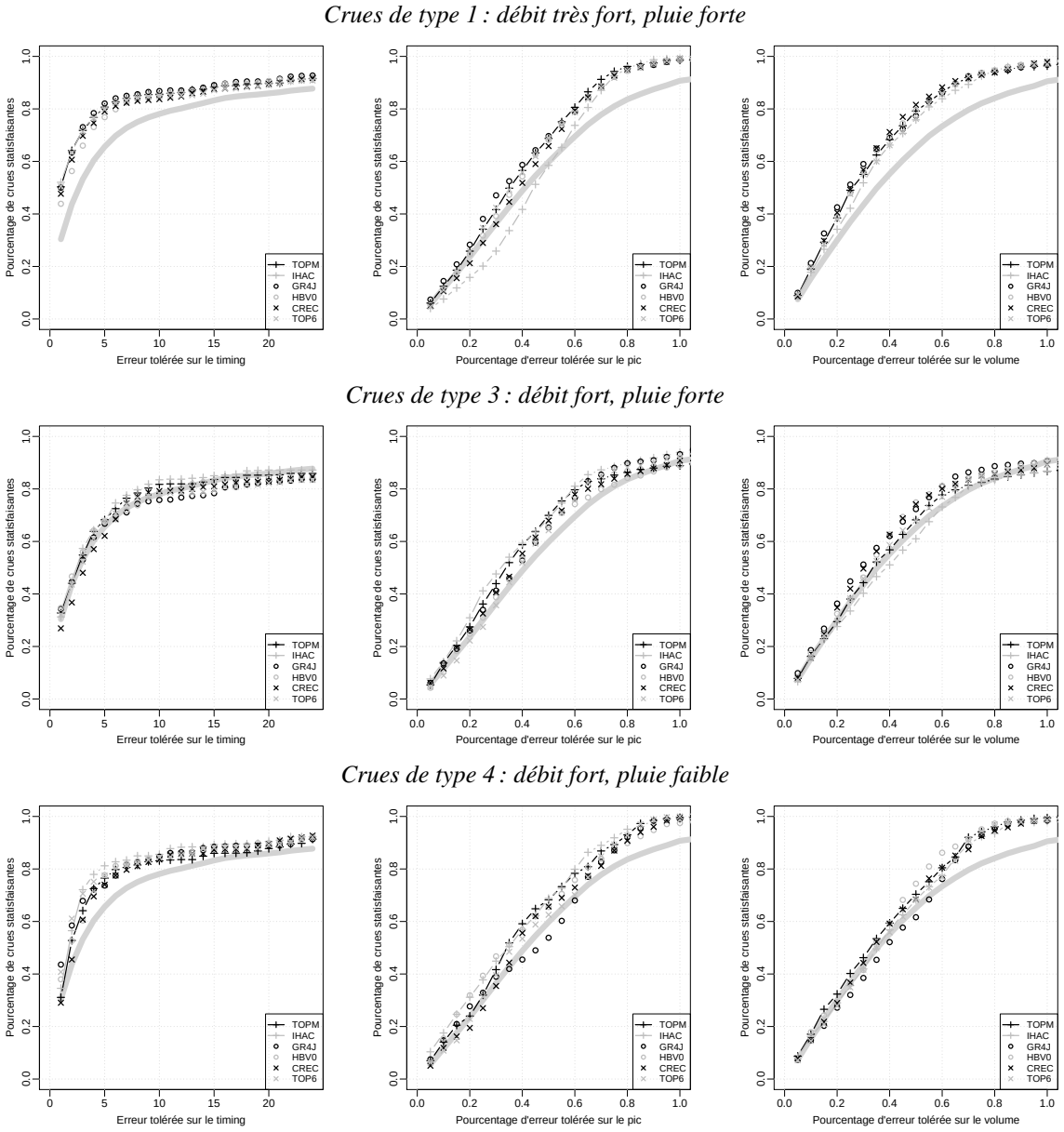


FIG. 6.11 – *Performances des différents modèles sur les crues de type 1, 3 & 4 (tous les bassins).*

Rieutord, 30% pour Pandraux et Chambon, 20% pour Vaubarlet, Espaly, Goudet, Coubon, Chadrac et moins de 20% pour Bas en Basset. Il est intéressant de constater que pour tous les bassins, lorsque l'erreur réalisée sur le timing est faible (1h, 2h), cela correspond en général davantage à une anticipation de la crue qu'à un retard. Cette tendance s'inverse en général pour des erreurs plus importantes (sauf à Besseyre, assez étrangement). A Cros de Géorand, à Rieutord, et à Goudet, les nombres de crues en retard et de crues en avance sont visiblement proches.
Enfin, toujours sur le timing, il faut également avoir en tête que la répartition spatiale des précipitations peut jouer un rôle non négligeable selon que celles-ci sont concentrées à l'amont ou à l'aval du bassin, notamment sur les bassins les plus grands pour lesquels cette effet sera vraisemblablement plus sensibles (par exemple à Bas-en-Basset).

Crues satisfaisantes du point de vue des trois critères ensemble Deux évaluations à l'aide des trois critères utilisés ensemble ont été réalisées avec les valeurs suivantes (TAB.6.4) :

	Pic	Volume	Timing
1e évaluation	20%	20%	1/3 temps de montée
2e évaluation	40%	40%	1/2 temps de montée

TAB. 6.4 – *Critères utilisés pour deux évaluations des caractéristiques de crues.*

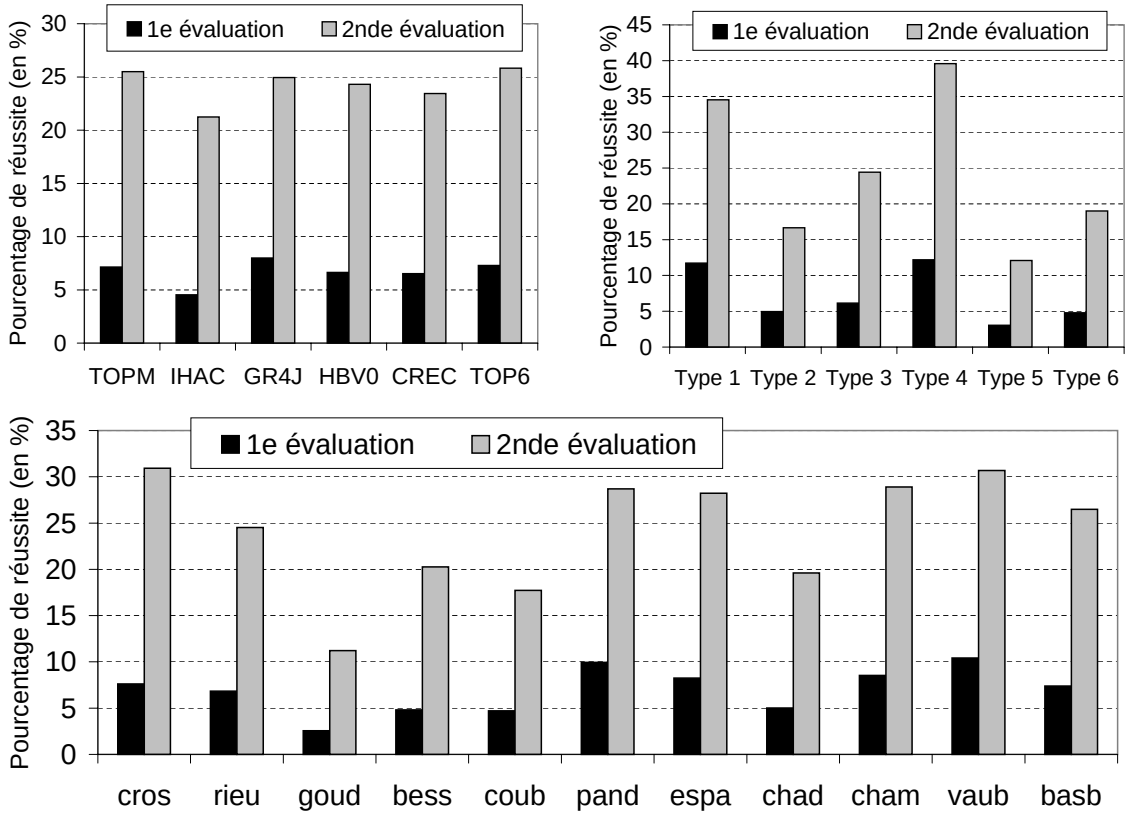


FIG. 6.12 – *Pourcentage de crues satisfaisantes du point de vue des trois critères selon le modèle, selon le type d'événement et selon le bassin. Évaluation 1 : erreurs sur le pic et le volume ≤ 20% erreur sur le timing ≤ 1/3 du temps de montée. Évaluation 2 : erreur sur le pic et le volume ≤ 40% erreur sur le timing ≤ 1/2 du temps de montée.*

La première évaluation, la plus stricte mais aussi celle correspondant le plus aux attentes des services opérationnels a pour résultat que près de 6% seulement des crues sont satisfaisantes du point de vue de ces trois critères. Le modèle qui est alors le plus performant est GR4J, le moins bon IHAC et les autres ont des performances très proches. Les crues les plus satisfaisantes du point de vue de ces critères sont celles de type 1 (débits très forts, pluie forte ; un peu plus de 10%) et de type 4 (débits forts, pluie faible). Les bassins sur lesquels les performances sont les plus élevés sont les bassins de Pandraux, Vaubarlet, Chambon, Espaly.
Lorsque ces contraintes sont relâchées (évaluation 2), le nombre de crues satisfaisantes augmente logiquement pour atteindre des valeurs autour de 20 à 25% – cependant modestes. Les modèles les plus performants sont GR4J et les deux Topmodel (TOPM et TOP6). les crues les mieux simulées restent les crues de types 1 et 4 (jusqu'à 40%) et les bassins les mieux simulés sont les mêmes que précédemment auxquels il faut ajouter Cros de Géorand, Bas-en-Basset, Rieutord.

6.2.3.3 Synthèse

Cette étude a montré très peu de crues (5%) sont simulées avec une faible erreur (moins de 5%) sur les valeurs du pic et du volume. Ceci peut vraisemblablement correspondre à l'incertitude qu'il

existe sur le débit observé, mais pas seulement : seulement la moitié des crues sont simulées avec une erreur inférieure à 40% sur le pic et inférieure à 35% sur le volume. Par contre, l'erreur sur le timing semble un peu plus limitée : un tiers des crues sont simulées avec une erreur inférieure à 1 heure et les deux-tiers avec une erreur inférieure à 5 heures. Cette erreur sur le timing doit bien sûr est reliée aux temps caractéristiques de la dynamique des bassins. C'est ce qui a été fait dans la dernière partie de cette étude, où des critères d'exigence sont imposés simultanément sur le pic, le volume et le timing : une première évaluation avec une erreur tolérée de 20% sur les deux premières valeurs et d'un tiers du temps de montée sur le timing a été réalisée : très peu (10% ou moins) de simulations de crues sont satisfaisantes du point de vue de ces trois critères en même temps, ce qui est un résultat très décevant. Lorsque ces critères sont un peu relâchés, le nombre de crues satisfaisantes n'augmente que très peu (20 à 25%).
Des artefacts possibles lors de l'évaluation systématique des erreurs du point de vue de ces critères ont été signalés au cours de l'étude, mais ils ne semblent pas pouvoir expliquer l'ensemble des résultats somme toute très modestes, issus de cette évaluation.

6.2.4 Prévision de tendances

6.2.4.1 Présentation

Les performances des modèles semblent donc très modestes du point de vue de critères de prévision quantitative : peuvent-ils néanmoins apporter une information qualitative – mais capitale – telle que l'évolution des tendances? L'idée dans cette évaluation est de relâcher encore un peu plus la contrainte d'évaluation : l'objectif n'est plus de bien simuler les débits mais devient celui de bien prévoir les tendances. Il a été vu dans la partie B.7.1 que les modèles conceptuels obtenaient des critères de détection de tendance positifs, indiquant ainsi qu'ils apportent une information par rapport à la simple persistance. Il s'agit maintenant d'examiner plus précisément ce qu'il y a derrière ces critères et en particulier pour les crues.
Pour chacun des onze bassins, les données de crues (*cf.* CHAP. 4 pour la méthode de sélection des crues) sont utilisées. Pour chaque pas de temps – en crue – et chaque bassin, on définit :

1. le type de crue
2. la variation de débit précédente (observée)
3. la variation de débit à venir (réellement observée)
4. la variation de débit prévue

Les deux premières informations permettent de réaliser des catégories sur le type de crue (cumul de pluies, débit maximal) et sur l'information montée de crue/décrue. Selon les catégories définies précédemment, les variations de débits futures observées et prévues sont comparées entre elles et permettent de comptabiliser si elles sont en adéquation ou non.
Pour évaluer si les prévisions de variations se correspondent ou non, plusieurs catégories ont été envisagées et la logique a conduit a définir tout d'abord trois types de tendances :

- **aggravation de la tendance** : variation de débit plus importante (en valeur absolue) que la variation de débit précédente : en crue, montée plus forte ; en décrue : décroissance plus forte. [représentation en hâchures verticales sur la figure FIG.6.13]
- **atténuation de la tendance** : entre la variation de débit précédente (positive ou négative selon le cas) et une variation de débit nulle [représentation en carreaux sur la figure FIG.6.13]
- **changement de tendance** : alors que les débits précédents croissaient (*resp. décroissaient*), les débits futurs (prévus et/ou observés) décroissent (pic de crue) (*resp. croissent (début de crue)*) [représentation en lignes horizontales sur la figure FIG.6.13].

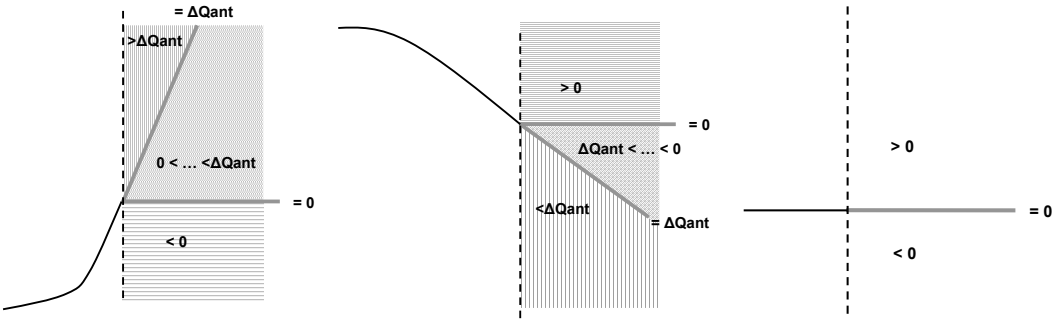


FIG. 6.13 – *Les différentes situations envisagées pour l'évaluation des prévisions de tendances.*

Il est cependant apparu que dans un nombre assez important de cas, des variations de débits nulles ou identiques à celles du pas de temps précédent étaient rencontrées. Ceci a conduit à distinguer ces deux cas supplémentaires et à procéder à deux types d'évaluations :

- **évaluation stricte** : sont comptabilisés uniquement les cas où la variation de débits future et la variation de débits sont dans la même catégorie
- **évaluation plus large** : sont comptabilisés les cas où les variations de débits futures observées et prévues sont dans les mêmes catégories ou dans des catégories adjacentes.

Variation antérieure	Variation prévue	Variation de débits future				
			>0	=0	<0	
Nulle	>0		×	o	–	
	=0		o	×	o	
	<0		–	o	×	
		$> \Delta Q_{ant}$	$=\Delta Q_{ant}$	$0<\ldots<\Delta Q_{ant}$	=0	< 0
Positive	$> \Delta Q_{ant}$	×	o			
	$= \Delta Q_{ant}$	o	×	o	–	–
	$0<\ldots<\Delta Q_{ant}$	–	o	×	o	–
	=0	–	–	o	×	o
	<0	–	–	–	o	×
		>0	=0	$\Delta Q_{ant}<\ldots<0$	$= \Delta Q_{ant}$	$< \Delta Q_{ant}$
Négative	>0	×	o	–	–	–
	=0	o	×	o	–	–
	$\Delta Q_{ant}<\ldots<0$	–	o	×	o	
	$= \Delta Q_{ant}$	–	–	o	×	o
	$< \Delta Q_{ant}$	–	–	–	o	×

TAB. 6.5 – *Les différentes situations et leur prise en compte dans les deux types d'évaluations.* × *indiquent les résultats positifs lors de l'évaluation stricte, tandis que les o indiquent les résultats positifs pris en compte en plus dans l'évaluation large.*

Par exemple, dans le cas de la figure FIG.6.14, si la variation de débit prévue est dans le secteur vert/clair central qui correspond ici au secteur de variation de débit réellement observée, les évaluations strictes et larges sont positives. Si la variation de débit prévue est nulle ou identique à la variation de débit précédente (traits épais jaunes sur la figure), alors, seule l'évaluation large est satisfaite. Enfin, si la variation de débit prévue est négative (prévision d'un début de décrue, alors que la montée de crue se prolonge) ou supérieure à la variation de débit précédente (prévision d'un renforcement de la montée de crue, alors que ce n'est pas le cas), les deux évaluations sont négatives.

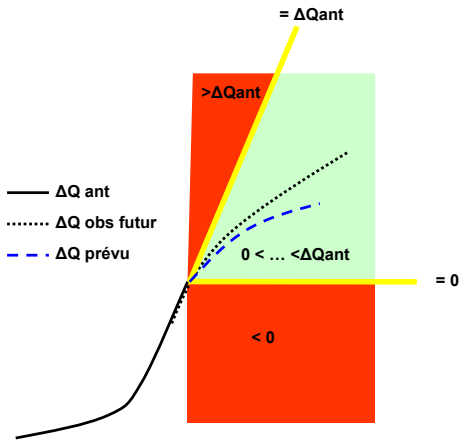


FIG. 6.14 – *Exemple d'évaluation des prévisions de tendances.*

6.2.4.2 Résultats

Analyse en variations positives/négatives Examiner simplement si les signes des variations simulées et observées sont en adéquation, est un premier niveau d'analyse. Il a été mené. Dans l'ensemble, les variations de débits semblent plutôt bien prévues (FIG.6.15). Les points compris dans les cadrans en haut à droite (30% sur l'ensemble des valeurs) et en bas à gauche (46%) représentent les situations où les tendances des débits (montée/descente) observées et prévues coïncident [1]. Les autres secteurs correspondent à une montée manquée (en bas à droite : 14%) et à une fausse montée (en haut à gauche : 10%) et sont comparativement moins occupés.

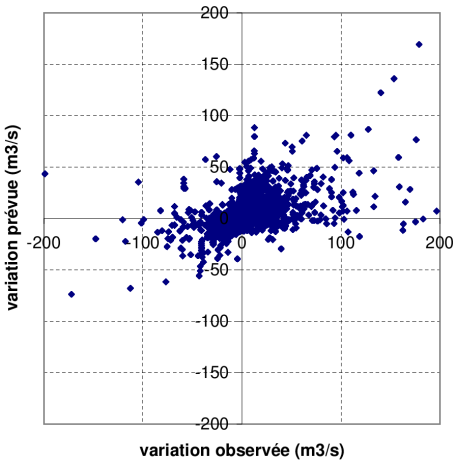


FIG. 6.15 – *Variation de débit prévue* vs *Variation de débit observée (zoom sur les variations [-200 : +200] ; échantillon aléatoire de 40 000 valeurs tirées pour tous les bassins et tous les modèles).*

Résultats sur l'ensemble des tendances A la suite de cette première analyse, les critères présentés en 6.2.4.1 ont été utilisés, permettant de prendre en compte non plus uniquement le signe de la variation, mais également celui de sa dérivée (ralentissement/accélération de la crue/décrue) : il s'agit donc de comparer les variations de débits prévues aux variations de débits précédentes.

1. Les points situés sur les axes (*i.e.* pour lesquels un des deux débits, observé ou prévu, est nul), ont été mis par défaut dans les secteurs favorables, ce qui explique en partie le plus fort pourcentage de variations de débits positives, alors que pour une crue donnée, les variations de débit négatives sont en général plus nombreuses (décrue)

Les résultats obtenus (TAB.6.6 & FIG.6.16) font apparaître pour chaque bassin et chaque modèle, le pourcentage de variations de débits prévues et observées (i) strictement dans le secteur de l'hydrogramme, (ii) adjacentes ou (iii) opposées.
Le pourcentage de variations de débits prévues non adjacentes de celles observées est relativement fort : 30% en moyenne, et ce chiffre varie selon les bassins (de 16 à 50%). Le classement entre les différents modèles varie, mais il semble que le modèle IHAC soit moins performant à prévoir les tendances. Au contraire les modèles issus de Topmodel (TOPM et TOP6) et le modèle CREC semblent eux, un peu plus performants en moyenne que les autres modèles (et ce, tant du point de vue d'une évaluation stricte que d'une évaluation plus large).

		TOPM	IHAC	GR4J	HBVO	CREC	TOP6	moyennes	
cros	×	49,7	44,6	46,2	46,4	48,7	51,6	48	85
	o	42,3	37,5	36,3	36,3	34,5	32,9	37	
	–	8	17,9	17,5	17,3	16,8	15,5	16	16
rieu	×	46,1	41,2	42,1	43,8	45,1	46	44	81
	o	35,8	37,4	38,6	36,4	36	36	37	
	–	18,1	21,4	19,3	19,8	18,9	18	19	19
goud	×	31,6	32,7	31,7	28,4	29,5	32,7	31	60
	o	28,4	28	28,3	28,9	29,1	28,3	29	
	–	40	39,3	40	42,7	41,4	39	40	40
bess	×	39,9	35,2	40,6	39,7	43,8	42,5	40	73
	o	33,4	36,1	32,1	32,7	29,3	31,4	33	
	–	26,7	28,7	27,3	27,6	26,9	26,1	27	27
coub	×	29,9	32,2	30,9	28,7	31,3	31,5	31	58
	o	27,3	25,1	27,4	26,9	26,9	27,1	27	
	–	42,8	42,7	41,7	44,4	41,8	41,4	42	42
pand	×	38,3	35,8	39,3	39,4	37,7	40,4	38	70
	o	31,1	32,4	30,7	31,7	30	30,9	31	
	–	30,6	31,8	30	28,9	32,3	28,7	30	30
espa	×	34,3	26,7	32,6	31,4	33,7	34,3	32	67
	o	31,8	38,9	35,1	35,7	33,1	34,2	35	
	–	33,9	34,4	32,3	32,9	33,2	31,5	33	33
chad	×	26,6	27,5	28,7	28,1	27,9	28,2	28	57
	o	28,9	30,3	29,1	29,9	29,3	29	29	
	–	44,5	42,2	42,2	42	42,8	42,8	43	43
cham	×	35,8	33,7	37,2	36	36,5	37,6	36	64
	o	27,7	27,9	27,3	27,6	26,9	27,3	27	
	–	36,5	38,4	35,5	36,4	36,6	35,1	36	36
vaub	×	34,2	31,3	32,1	30,2	33,6	33,8	33	66
	o	32,4	36,4	33,5	35	31,7	33,4	34	
	–	33,4	32,3	34,4	34,8	34,7	32,8	34	34
basb	×	30,8	31,4	31,6	29,3	30,9	32,1	31	50
	o	19,6	19,4	19,3	19,1	19,7	19,7	19	
	–	49,6	49,2	49,1	51,6	49,4	48,2	50	50
	×	37,1	34,5	36,5	35,7	37,2	38,4		
	o	30,6	32,3	31,3	32,0	31,8	30,4		
	–	32,4	33,2	32,2	32,3	31,0	31,2		
	× o	69,4	67,7	68,7	68,1	68,2	69,6		
	–	32,4	33,2	32,2	32,3	31,0	31,2		

TAB. 6.6 – *Performances pour chacun des modèles et chacun des bassins. Pour chacun des bassin : la première ligne* « × » *indique le pourcentage de réussite* « stricte » *(la tendance prévue est exactement dans le même secteur que celle observée), la deuxième ligne* « o » *indique le pourcentage de cas pour lesquels la tendance prévue est adjacente à la tendance observée, enfin la dernière ligne* « – » *indique le pourcentage de cas, où les modèles prévoient la tendance inverse à celle qui est observée.*

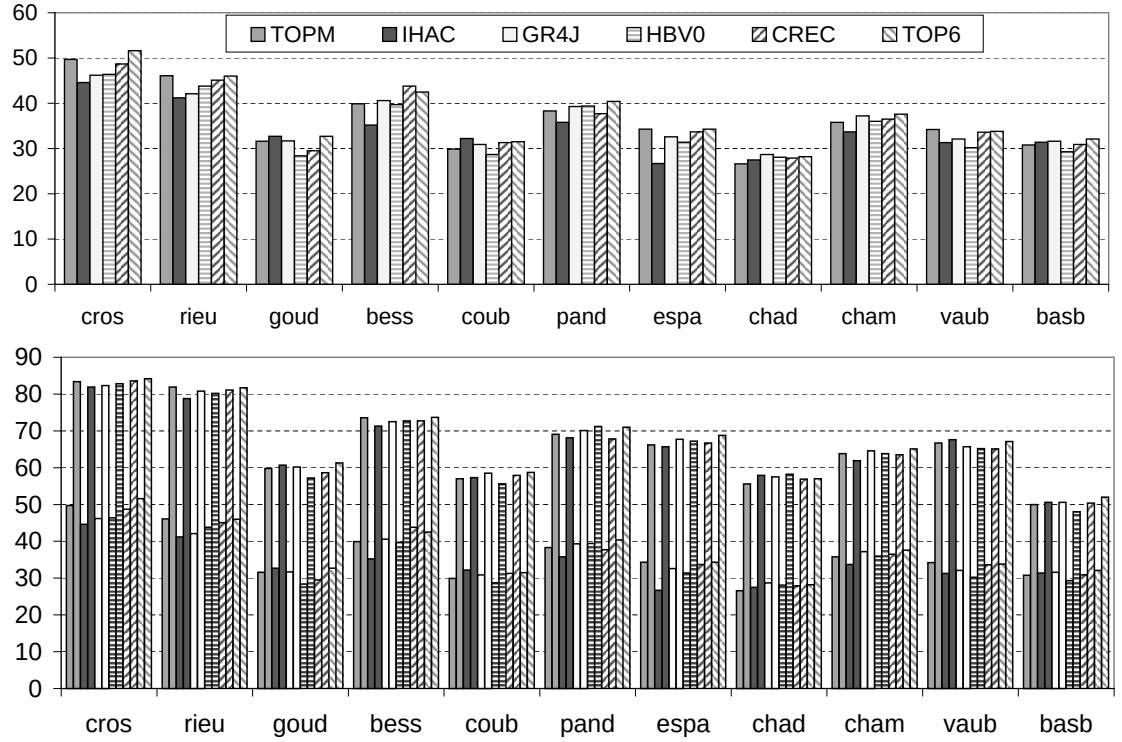


FIG. 6.16 – *Performances selon le bassin, le modèle et le type d'évaluation (en haut : évaluation stricte ; en bas, évaluations strictes et larges).*

Les tendances qui semblent les mieux prédites concernent les variations de débits sur les plus petits bassins. Il s'agit d'un résultat assez inattendu dans la mesure où les débits sur les plus grands bassins évoluant plus lentement, il devrait en théorie être plus facile de bien les simuler. Pour tous les bassins (sauf Bas-en-Basset) la répartition, parmi les prévisions de tendance performantes dans le cadre d'une évaluation large, entre les tendances strictes ($\times$) et adjacentes (o) est à peu près la même (moitié-moitié). Ainsi, les performances des prévisions des tendances semblent être liées de manière assez forte à la taille du bassin [1] (FIG.6.17). Ce résultat intéressant mériterait cependant des vérifications, selon la même méthodologie mais sur d'autres jeux de données, et d'autres bassins, car dans le cas du jeu de données présent, ces plus grands bassins correspondent également à ceux dont la part de données moyennes journalières désagrégées au pas de temps horaire est la plus importante (Chadrac, Vaubarlet, Espaly, Bas-en-Basset) et également aux bassins influencés (Goudet, Coubon, Chadrac, Bas-en-Basset) [2].

Résultats sur les montées uniquement L'analyse précédente intègre tous les types de variations de débits. Or, la variation de débit qui est la plus intéressante en prévision des crues est la montée de crue (variation de débit positive). Une nouvelle analyse a donc été menée spécifiquement sur es montées en distinguant :

montée stricte : quand la variation de débit observée est strictement positive, la variation prévue également et qu'elles appartiennent exactement au même secteur (c'est-à-dire leur position par rapport au débit antérieur).

1. en fait, son logarithme décimal

2. Dans le cas particulier du bassin de la Loire à Bas-en-Basset, les perturbations sont infra-journalières, rendant plus difficile – impossible ?– la vérification des tendances simulées. Pour ce bassin, il faudrait vérifier les tendances à des horizons plus longs : 4 heures par exemple.

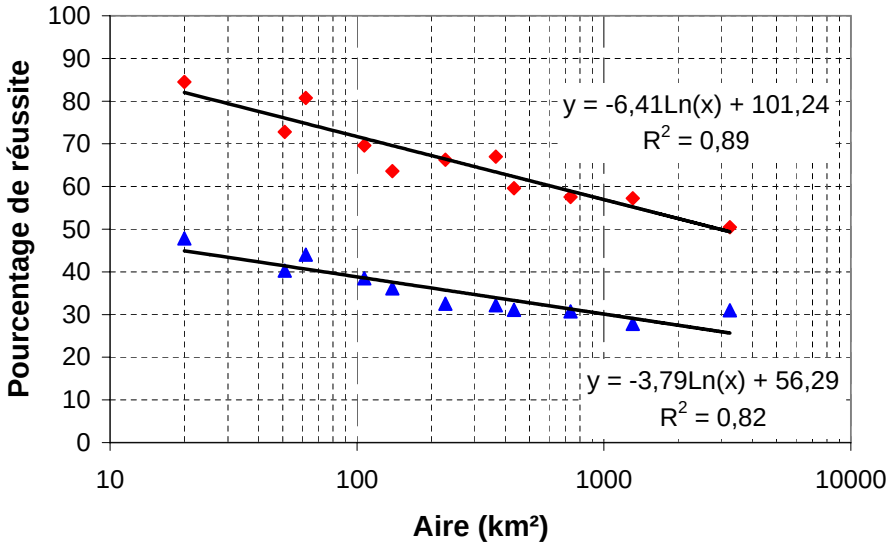


FIG. 6.17 – *Relation entre les performances en prévision de tendances et la superficie du bassin (évaluations large (losange) & stricte (triangle)).*

montée : quand la variation de débit observée est positive ou nulle, la variation prévue également et qu'elles appartiennent au même secteur ou à des secteurs adjacents.

Il apparaît que 66% des montées sont bien prévues (33% si l'on considère les montées strictes). L'analyse par bassin (FIG.6.19) montre deux éléments intéressants. Le premier est que lorsque les *« montées strictes »* sont considérées, les performances sont très proches d'un bassin à l'autre : les meilleures sont obtenues pour Cros de Géorand, Rieutord, Pandraux et Chambon ; les moins bonnes pour Vaubarlet, Espaly, Goudet et Chadrac. Ceci est à peu près en accord avec les résultats mis en avant par ailleurs sur la qualité des simulations sur ces bassins. Par contre, lorsque l'ensemble des variations positives ou nulles est considéré et que les secteurs adjacents sont validés, les performances semblent à nouveau décroître quand le logarithme de la surface du bassin augmente.

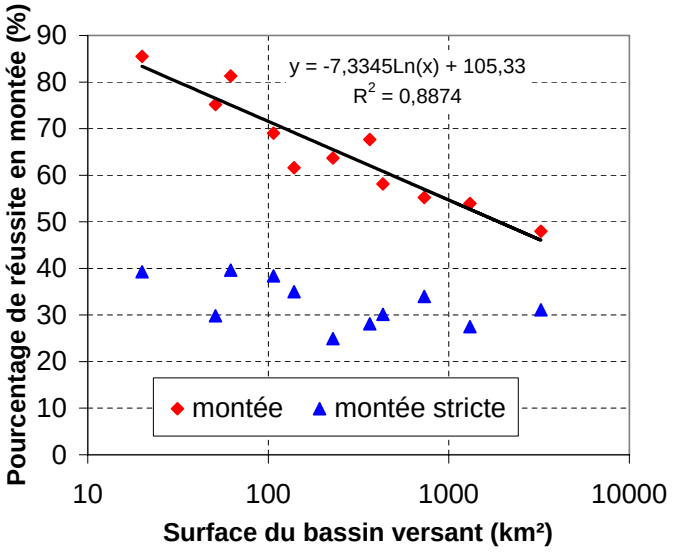
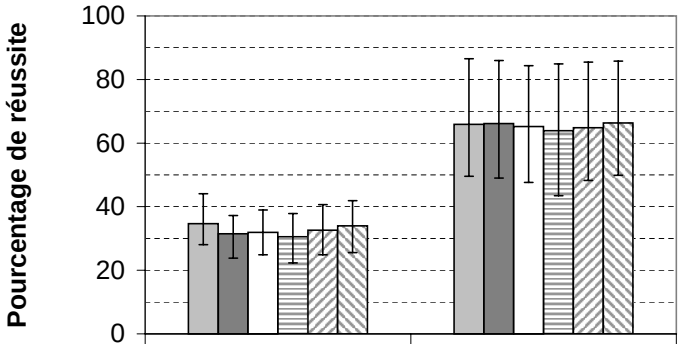


FIG. 6.18 – *Relation, pour les phases de montée de crue, entre les performances en prévision de tendances et la superficie du bassin (évaluations large (losange) & stricte (triangle)).*

Une discrimination par modèle (FIG.6.18) montre que les résultats moyens des différents modèles sont assez proches et que les modèles TOPM et TOP6 qui obtenaient de bonnes performances sur l'ensemble des variations restent bien classés, alors que le classement du modèle CREC est fortement dégradé lorsque l'on considère spécifiquement les montées.



	Montée stricte	Montée
TOPM	34,7	65,9
IHAC	31,5	66,1
GR4J	31,9	65,2
HBV0	30,5	63,9
CREC	32,6	64,8
TOP6	34,0	66,3

FIG. 6.19 – *Relation entre les performances en prévision de tendances et la superficie du bassin (évaluations large (losange) & stricte (triangle)).*

6.2.4.3 Synthèse

Cette analyse sur une éventuelle information qualitative a montré que si la plupart du temps (dans 3 cas sur 4) des variations positives simulées correspondent bien à des variations positives observés (idem pour les variations négatives), si l'on cherche à préciser cette information sur la pente de cette variation (atténuation, renforcement), les performances restent relativement constantes (environ 70% en évaluation *« large »*, le problème des limites entre ces tendances étant finalement difficile à traiter (40% environ en évaluation stricte seulement)). Un résultat étonnant apparaît reliant la taille des bassins à la qualité de la prévision de tendance. Ce résultat mériterait d'être vérifié sur d'autres bassins, d'autres jeux de données. Il traduit le fait qu'en prévision qualitative de tendance, les prévisions sur les petits bassins semblent de meilleure qualité. Faut-il y voir le rôle de la répartition spatiale des précipitations (qui joue un rôle plus négligeable sur de petits bassins) ?

Synthèse du chapitre

L'objectif de ce chapitre était de proposer des évaluations alternatives aux critères en moindres carrés. Les évaluations qui ont été proposées correspondent à ce que nous avons perçu des interrogations des prévisionnistes au sujet des sorties des modèles.

Le choix du jeu de paramètres est-il déterminant ? Une courte étude de sensibilité au choix des paramètres (graphique et en annexe B.7.3 page 506) – moins exhaustive ou globale que celles

proposées dans la littérature – a été menée, prenant en compte uniquement – et tous – les paramètres obtenus lors des calages sur différentes périodes, sur différentes longueurs de périodes. Cette étude de sensibilité a été menée graphiquement puis numériquement, elle montre que : (i) pour certains modèles quelques jeux de paramètres conduisent à des simulations très différentes du reste des simulations ; (ii) que ces jeux de paramètres correspondent aux situations pour lesquelles des optimums locaux avaient été trouvées ; (iii) mis à part ces quelques cas, les simulations semblent peu sensibles à la variation inter-période des paramètres. Le choix du jeu de paramètres ne semblent donc pas si déterminant du moment que le jeu sélectionné est vraiment optimal sur la période sur laquelle il est calé. Et en tout cas, l'incertitude sur le choix des paramètres, ne semble expliquer qu'une faible part des erreurs de modélisation.

Les modèles sont-ils bons en prévision de dépassement de seuils ? La réponse semble être : pas tellement, en moyenne. Il a été vu, que le niveau de détection des seuils les plus faibles est de l'ordre de 50-60% et chute à moins de 20% lorsque ces seuils augmentent. Il a cependant été observé une forte variabilité entre les bassins : les taux de détection à Cros de Géorand, à Rieutord, au Chambon sur Lignon et à Chadrac étant beaucoup plus élevés (80% pour les seuils faibles et plus de 50% pour les seuils les plus élevés). Il se peut que la qualité des données assez inégale selon les bassins ait joué un rôle non négligeable dans cette évaluation. De manière générale, on observe plutôt une sous-estimation des débits entraînant de plus faibles taux de détection et peu de fausses alertes.
L'analyse sur les seuils a montré que les modèles avaient plutôt tendance à la sous-estimation des crues avec un taux de détection faible et un taux de fausses alertes très faible. Ceci a également permis de distinguer plusieurs comportements différents selon les bassins selon le niveau de détection et le taux de fausses alertes.

Quelle est l'erreur sur l'estimation du pic, du volume et du timing de la pointe de crue ? L'analyse sur les pics, volumes et timings a montré que très peu de crues sont satisfaisantes du point de vue des trois critères ensemble. elle a également montré que les crues les mieux simulées sont celles correspondant aux plus forts débits (exceptées celles pour lesquelles des débits très forts sont issus de pluie faibles).
L'analyse sur les tendances a montré que si des variations simulées positives correspondent bien à des variations observées positives (et vice-versa) dans la plupart des cas (76%), lorsque l'analyse est précisée sur la comparaison par rapport à la variation de débits précédente alors, le taux de réussite n'est plus que de 70% (voire un peu moins de 40% si l'évaluation est plus stricte). Lorsque seules les montées sont considérées ces taux restent assez stables (66% et 33%). Cette analyse a également montré que pour un horizon de variation donné (ici une heure), plus le bassin est petit et plus le taux de réussite est élevé.

Les modèles permettent-il de fournir une information qualitative sur l'évolution de la crue ? Il est apparu que du point de vue de l'information qualitative sur l'évolution des tendances en périodes de crues, les modèles permettent d'obtenir une tendance correcte dans environ 70% des cas. Ceci est un résultat plutôt positif. Il semble néanmoins que cela soit davantage vrai sur les petits bassins (plus de 80%) que sur les plus grands (50% à Bas-en-Basset). Ceci pourrait être relié à la qualité des données (et notamment le rôle des ouvrages influençant les débits), mais pas seulement, et il semble que d'autres explications doivent être recherchées.

Troisième partie

Évaluation de l'impact des incertitudes d'estimation des précipitations moyennes spatiales

Introduction à la partie III

La situation

Résultats modestes des modèles pluie-débit A la lumière des résultats présentés dans la partie précédente, il apparaît que les modèles pluie-débit, s'ils obtiennent des performances convenables du point de vue de critères en moindres carrés, rencontrent néanmoins des difficultés à bien modéliser les crues de ces bassins, des crues parfois rapides et très soudaines et pour lesquelles la non-linéarité de la transformation pluie-débit prend souvent une importance déterminante. Pour aller plus loin, il convient de rechercher, parmi l'incertitude totale de modélisation, quelles sont les sources d'incertitudes prédominantes.

Incertitudes en modélisation pluie-débit Les grandes sources d'incertitudes sont classiquement divisées en plusieurs classes : incertitudes sur les données de sortie (les débits), incertitudes sur la structure des modèles, incertitudes sur la paramétrisation des modèles, incertitudes sur les données d'entrée [1]. Dans la partie précédente aucune incertitude n'a été prise en compte de manière complètement explicite, et la sensibilité à ces différentes sources d'incertitudes n'a pas été traitée de manière précise car ce n'était pas l'objectif du travail précédent. Néanmoins, plusieurs sources d'incertitudes ont été abordées rapidement.

Incertitudes sur les sorties L'incertitude sur les sorties, les débits, peut avoir pour origine la mesure de la hauteur du cours d'eau et/ou la relation hauteur/débit (jaugeages et extrapolation de la courbe de tarage). Il est en général considéré qu'elle est de l'ordre de 10% pour des événements non extrêmes [2]. Dans la partie précédente, certaines évaluations ont toléré une erreur de 5 et de 20% correspondant à la gamme de variation probable de l'incertitude sur les données de débits – celle qui peut être identifiée, selon les bassins et la gamme de variation des débits, suite à la critique des données et des courbes de tarage. Il a été vu que si on tolère une erreur de 20%, la plupart des erreurs de modélisations sont expliquées – mais pas toutes, malgré le choix d'une erreur vraisemblablement surestimée [3].

Incertitudes sur le modèle L'incertitude sur le modèle comprend deux sources principales : le choix de la structure du modèle et le choix de ses paramètres. L'incertitude sur la structure correspond à l'incertitude liée au fait de choisir un type de processus dominant à l'échelle du bassin plutôt qu'un autre (modèles conceptuels), un type de formalisation parmi un ensemble possible (modèles conceptuels ou empiriques). Cette incertitude a été en partie abordée lorsqu'il a

1. Les travaux sur les incertitudes en modélisation hydrologique ont fait l'objet de nombreux travaux ces dernières années : il est possible de citer par exemple, Montanari & Brath (2004); Wagener & Gupta (2005).

2. En général cette incertitude est estimée à 5 à 20% de la valeur du débit observé, selon les cas. Dans le cas d'événements extrêmes, l'incertitude sur les débits peut augmenter au-delà de manière significative (*cf.* par exemple Payrastre (2005) ou Gaume *et al.* (2002)).

3. *cf.* les analyses sur les données de débits en annexe A.3.4 (page 383).

été décidé d'utiliser six modèles conceptuels ayant des structures différentes. L'incertitude liée aux paramètres est largement traitée dans la littérature (GLUE, méthodes bayésiennes,...) et correspond au fait de choisir un jeu de paramètres plutôt qu'un autre. Ce problème se pose même lors de l'utilisation de méthodes de calage automatiques (problèmes d'équifinalité, de surcalage, d'extremums locaux, etc). Lors de la partie précédente, la sensibilité au choix des paramètres a également été effleurée lorsqu'il a été décidé de réaliser des simulations d'ensemble sur tous les jeux de paramètres issus des différents calages.

Bilan Ainsi dans la partie précédente, diverses sources d'incertitudes ont été considérées, mais, comme ce n'était pas l'objectif de cette deuxième partie, cela a été réalisé de manière non systématique et non explicite. Néanmoins, pour ces bassins, ces incertitudes n'ont pas paru pouvoir expliquer à elles-seules une part significative de l'incertitude totale de modélisation. Restent donc les incertitudes sur les entrées de la modélisation. Les données d'entrées – et en particulier les pluies – sont en quelque sorte la matière première de cette transformation pluie-débit pour la simulation des crues, c'est-à-dire ce sur quoi tout se joue ensuite. Si cette matière première est entachée d'incertitudes, alors la sortie le sera nécessairement – sauf phénomène de compensations de la modélisation. De plus, le rôle des données de précipitations est mis en avant par plusieurs auteurs [1]. Il semble donc relativement naturel d'examiner le rôle de ces incertitudes sur l'incertitude totale de modélisation.

1. Par exemple, Sun *et al.* (2000) : *« A key factor for* accurate *flood estimates is* accurate *rainfall for input to the hydrological model. »* ; ou les participants au programme de recherche RIO2 (2004) : *« L'une des principales limitations rencontrées par les hydrologues pour la mise au point de systèmes opérationnels de prévision des crues vient de la mauvaise représentativité des réseaux pluviométriques (en lien avec la faible densité de ces réseaux, ou, ce qui revient au même, à la grande variabilité spatiale des champs de pluie). »*

Les incertitudes sur l'entrée de pluie : une issue ?

Incertitudes sur l'entrée de précipitation Les incertitudes liées à l'entrée de précipitation peuvent avoir plusieurs origines. La première d'entre elles est l'incertitude de **métrologie** : l'erreur liée à l'utilisation de pluviographes à augets basculants, l'erreur liée à la présence d'échos fixes, de masques, d'éléments d'atténuation ou liée à la relation Z-R (réflectivité, quantité de pluie) lors de l'utilisation de mesures radar, et cætera. L'incertitude sur la **phase de la précipitation** (pluie ou neige) peut également avoir des répercussions non négligeables sur la qualité de la transformation pluie-débit. Cette incertitude peut en partie être réduite par l'utilisation conjointe de thermomètres et de pluviographes chauffants. Le problème de l'**échantillonnage spatial** se réfère à un réseau d'appareils de mesure ponctuels et trop parsemés dans l'espace pour pouvoir correctement capturer la variabilité spatiale de la pluie pour l'échelle de temps d'intérêt. Ce problème correspond en fait à deux sous-problèmes (Vischel & Lebel, 2007), parfois peu différenciés dans la littérature :

- la localisation dans l'espace des fortes intensités de pluie ;
- la précision de l'estimation de la quantité de pluie ayant touché le bassin ;

La répartition spatiale de la pluie Le premier problème est lié à une incertitude sur la répartition spatiale de la pluie. Cette répartition peut impliquer une certaine variabilité dans la fonction de production liée essentiellement à la variabilité des sols (pédologie, géologie et occupation) ; elle peut également entraîner des variations dans la fonction de transfert : si la précipitation touche essentiellement la partie aval du bassin, le temps de transfert à l'exutoire sera vraisemblablement plus court que lorsque qu'elle touche des parties plus à l'amont [1]

La quantité de pluie ayant touché le bassin Cette seconde difficulté liée à l'échantillonnage spatial du champ pluvieux se réfère au fait qu'il n'a pas été possible de mesurer la quantité de pluie précipitée en tout point du bassin, ce qui rend difficile – et incertaine – l'estimation de la pluie ayant touché le bassin, c'est-à-dire la précipitation moyenne spatiale [2, 3].

1. Cette incertitude sur la répartition spatiale de la lame d'eau précipitée fait l'objet de nombreux travaux de recherche dont une revue récente a été produite par Segond (2006).

2. Il n'existe pas en français de terme univoque pour signifier le terme anglais de *« **mean areal precipitation (MAP)** »*. Le choix a donc été fait – contestable, comme tout choix – d'utiliser, dans toute cette partie, l'expression suivante : *« **précipitation moyenne spatiale (PMS)** »*, ou *« pluie moyenne spatiale »* le terme *« moyenne »* devant être compris au sens spatial plutôt qu'au sens temporel.

3. L'impact sur les débits de l'incertitude sur la pluie moyenne spatiale a, quant à elle, fait l'objet de revues de la littérature récentes par Andréassian *et al.* (2001); Oudin *et al.* (2006).

La difficulté associée à la précipitation moyenne spatiale (PMS)

> *« Some people consider, that by assigning weigths to precipitation stations we can find the mean areal precipitation over the basin. However, this is meaningless, because there is no way of measuring the areal precipitation. »*, Sugawara (1992).

La difficulté Toute la difficulté peut être résumée par ce court passage tiré de Sugawara. Il n'existe pas de technique permettant de mesurer la précipitation moyenne sur une surface, la pluie moyenne spatiale, autrement dit, la pluie de bassin. Dans certains cas particuliers, par exemple pour des échelles de temps interannuelles et des bassins dont les limites topographiques correspondent aux limites hydrogéologiques, le bassin versant peut être considéré comme un pluviomètre géant[1], dont le volume précipité serait mesuré à travers le volume d'eau écoulé – au terme d'évapotranspiration potentielle près. Mais pour les échelles de temps qui concernent les crues rapides, ce n'est évidemment pas le cas[2].

La *« solution »* du radar D'aucuns pourraient avancer que cette remarque de Sugawara (1992) est maintenant relativement ancienne et que, depuis, l'utilisation des radars météorologiques s'est développée. La réponse est que l'objectif de l'utilisation hydrométéorologique du radar de mesure de la lame d'eau sur l'ensemble d'une surface pourrait très certainement apporter une réponse à cette difficulté, néanmoins cette utilisation est encore soumise à des obstacles (échos fixes, masques, atténuation avec la distance, élévation de la visée avec la distance pour un angle de site, etc) qui rendent difficile, notamment dans les régions montagneuses, l'obtention d'une mesure correcte du point de vue quantitatif – et même parfois du point de vue qualitatif[3]. Le développement de cette technologie et la réduction des incertitudes associées aux résultats restent néanmoins un axe de recherche très prometteur pour l'hydrologie, car cela permettrait – enfin ! – de pouvoir mesurer cette précipitation moyenne spatiale de bassin qui fait tant défaut à l'hydrologie – et en particulier à la modélisation pluie-débit. Ainsi, actuellement les données issues du radar restent relativement peu utilisables d'un point de vue quantitatif, pour la plupart des radars – et c'est le cas pour le radar de Sembadel qui est le radar le plus proche des bassins de la Loire amont. L'utilisation de données issues de mesures au sol reste donc pour l'instant indispensable.

La structure spatiale La pluie est un phénomène avec une certaine extension spatiale (dépendante de la durée d'observation), plus ou moins continu (selon également la durée d'observation). Le fait de la mesurer à travers un échantillonnage de points (le réseau pluviographique ou pluviométrique) permet d'obtenir des informations sur sa valeur en ces points (FIG.6.20.a) et d'émettre des hypothèses sur les valeurs des précipitations moyennes spatiales (PMS) du bassin versant (FIG.6.20.b). Cette valeur moyenne étant simplement une estimation à partir de quelques observations, il existe une incertitude relative sur cette estimation, qu'il s'agit alors de quantifier (FIG.6.20.c).
Dans la partie II, il a été vu que les performances de modèles hydrologiques globaux pour la simulation des crues sont parfois modestes. Il se peut que ceci soit lié, non pas seulement au modèle et ses incertitudes (sur la structure, sur les paramètres) mais également à ces incertitudes sur l'estimation des PMS. C'est précisément la question qui est posée dans cette troisième partie.

1. Un peu comme la carte à l'échelle 1/1 de Umberto Eco *in* Umberto Eco, Comment voyager avec un saumon ? Le livre de poche, coll. LP, janvier 2000, 288 pages, ISBN : 2253147923 (précédente édition: Grasset, 1998).

2. Sauf peut-être lorsqu'une pluie extrêmement forte touche un bassin saturé – ou presque – et qu'il est possible de faire l'hypothèse que toute la pluie touchant le bassin ruisselle et se retrouve en un certain temps – à définir – à l'exutoire du bassin versant.

3. *cf.* par exemple le rapport RHEA (2004).

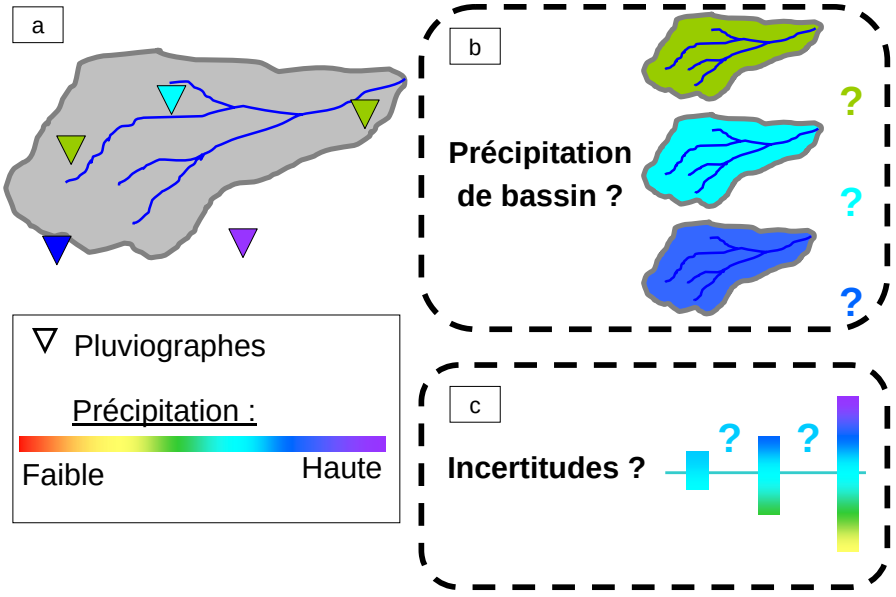


FIG. 6.20 – *Le problème de l'estimation d'une lame d'eau moyenne sur un bassin à partir d'un échantillonnage de valeurs*

État de l'art

Pour évaluer l'impact des incertitudes sur l'estimation de la précipitation moyenne spatiale (PMS), plusieurs stratégies peuvent être rencontrées dans la littérature scientifique, avec une prise en compte plus ou moins explicite de ces incertitudes.

Les méthodes empiriques La première – et la plus intuitive – consiste à calculer des précipitations moyennes spatiales (PMS) à partir du même réseau mais avec des techniques d'interpolation différentes. Chacune de ces PMS est ensuite utilisée en entrée d'un modèle pluie-débit et les écarts sont évalués (*cf.* par exemple Johansson (2000)). Une autre option consiste à faire varier non pas la technique d'interpolation, mais directement le type et l'origine des données (pluviomètres, radars, satellites) et ainsi, à partir de ces différentes sources, de calculer la PMS avec une technique au choix ; puis finalement de la propager dans le modèle hydrologique (*cf.* par exemple Olsson (2006)). Les deux options précédentes proposent une démarche proche : elles étudient la sensibilité des débits à la méthodologie utilisée pour calculer la PMS (origine des données ou algorithme d'interpolation). Une autre technique d'évaluation, assez largement rencontrée, consiste à calculer différentes PMS à partir de sous-échantillonnages d'un réseau pluviométrique donné. Il s'agit ensuite soit dans un premier temps de les comparer à la PMS calculée à partir de l'ensemble des points de mesure ; soit directement de comparer les simulations de débits obtenues à partir des différentes estimations de la PMS (*cf.* par exemple Lopes (1996); McCollum & Krajewski (1998); Wood *et al.* (2000); Andréassian *et al.* (2001); Anctil *et al.* (2006); Balme *et al.* (2006)). Toutes les méthodes qui viennent d'être citées sont des méthodes empiriques car complètement basées sur les données. Aucun modèle d'erreur explicite n'est alors formulé.

Les méthodes théoriques Il existe également des options consistant à proposer un modèle d'erreur théorique sur la PMS et à en observer ensuite les répercussions (*cf.* par exemple Xu & Vandewiele (1994); Paturel *et al.* (1995); Nandakumar & Mein (1997); Carpenter & Georgakakos (2004); Oudin *et al.* (2006)). Ces méthodes font en général des hypothèses sur la nature des er-

reurs d'estimation de la PMS (aléatoires, systématiques) et sur leur comportement (en général formulé comme une fonction de la PMS *« déterministe »*). Ces modèles présentent un double avantage. Le premier est la formulation de manière explicite de la perturbation utilisée pour bruiter les pluies. Le second avantage est que ce modèle théorique est indépendant du type d'événement pluvieux touchant les bassins d'étude et des réseaux en place. Il peut donc être utilisé sur des bassins dont les caractéristiques météorologiques (structure, extension spatiale) et métrologiques varient – voire même sur un nombre important de bassins (*cf.* Oudin *et al.* (2006)) – sans nécessiter de re-paramétrisation du modèle d'erreur. Néanmoins, cet avantage peut parfois être vu comme un défaut dans le sens où, si l'objectif est de prendre en compte l'erreur sur la PMS dans un contexte précis, ce modèle théorique totalement *« déconnecté »* des données semble relativement peu satisfaisant.

Les méthodes géostatistiques Une alternative aux situations précédentes est l'utilisation d'outils géostatistiques issus de la théorie des variables régionalisées. Ces méthodes permettent d'utiliser un modèle **théorique** choisi et paramétré d'après les **données**. L'interpolation géostatistique permet d'obtenir une interpolation optimale et propose un modèle d'erreur associé au modèle d'interpolation. Dans la littérature, cette option a été utilisée pour évaluer l'impact des incertitudes sur les PMS : Storm *et al.* (1989) utilisent par exemple directement la variance de krigeage [1] comme erreur sur la PMS.

La dépendance temporelle des erreurs d'estimation sur la PMS Enfin, la plupart des études sur l'impact des erreurs d'estimation de la PMS sur les débits font l'hypothèse d'une indépendance temporelle des erreurs (Storm *et al.*, 1989; Paturel *et al.*, 1995). Ceci peut être justifié lorsque le pas de temps de travail est large par rapport à la durée de vie des systèmes précipitants, comme c'est le cas pour le pas de temps mensuel utilisée dans les études qui viennent d'être citées. Au pas de temps horaire, il peut vraisemblablement en être autrement. Allant dans ce sens, Datin (1998) propose un modèle de prise en compte des erreurs d'estimation de la PMS – sur lequel nous nous sommes en partie basé.

1. Ce terme est défini dans le lexique (page 150) et sa formule est donnée en C.1.5 (page 535).

La démarche proposée pour la présente étude

L'objectif de cette troisième partie est donc d'évaluer quel est l'impact des erreurs d'estimation de la pluie moyenne spatiale, sur la simulation des débits,. On veut donc pouvoir obtenir des pluies bruitées en entrée des modèles sous la forme :

$$P_{bruitee}(t) = P_{calculee}(t) + \eta(t) \tag{6.7}$$

où $\eta(t)$ est un bruit permettant de traduire de manière **réaliste** l'incertitude sur l'estimation de la PMS sur une surface donnée, à un instant t donné et à partir d'un réseau de mesure donné.
Plusieurs techniques sont disponibles. Nous avons décidé d'utiliser les outils géostatistiques car ils proposent à la fois un interpolateur optimal et également un modèle d'erreur, le tout dans un contexte théorique clair et en s'appuyant largement sur les données (c'est-à-dire la disponibilité des données [1] à un instant donné et des caractéristiques des systèmes précipitants relatifs à ces bassins – en fait, les caractéristiques perçues à travers les données). Ceci a déjà été fait dans la littérature, mais relativement peu fréquemment et de façons légèrement différentes : ces différences ainsi que les éléments nouveaux seront signalés au fil du texte.

Plan de cette partie Un modèle d'interpolation basé sur la géostatistique sera donc tout d'abord choisi et présenté. Ce modèle d'interpolation est associé à un modèle d'erreur sur l'estimation de la PMS. Ces deux modèles seront validés de manière conjointe (*cf.* CHAP.7). Si, intuitivement, il semble vraisemblable que, lorsque des erreurs sont réalisées sur l'estimation de la PMS à un instant t, ces erreurs puissent se maintenir pendant un certain temps, la revue de la littérature montre que cette voie a été relativement peu explorée – à notre connaissance. Le chapitre suivant est donc consacré à examiner s'il est nécessaire de prendre en compte cette dépendance temporelle ; et le cas échéant à proposer et valider une modification du modèle d'erreur afin de permettre cette prise en compte (CHAP.8). Enfin, à partir des estimations de PMS et du modèle d'erreur mis au point, l'impact de ces incertitudes sera évalué sur les simulations des débits (*cf.* CHAP.9) ce qui est l'objectif de cette partie.

1. Prendre en compte la disponibilité des données est un point particulièrement important sur ces bassins de la Loire amont, le réseau pluviométrique disponible ayant largement varié sur ces bassins, au fil des ans.

NOTATIONS ET LEXIQUE DE LA PARTIE III

Notations

- x_i ou i : un point de l'espace, de coordonnées (x_i,y_i)
- h : distance entre deux points donnés
- $N(h)$: nombre de points distants de h
- $\widehat{Z}^k(x_i)$ ou $\widehat{Z}^k_i$ ou $\widehat{Z}(k,i)$: valeur estimée de Z au point x_i pour le champ k
- $Z^k(x_i)$ ou Z^k_i ou $Z(k,i)$: valeur mesurée au point x_i pour le champ k
- $\gamma(h) = C(0) - C(h)$: semi-variogramme
- λ_i le poids affecté à la valeur en x_i
- σ_k : écart-type spatial (ou écart-type libre) de chaque champ k
- S : un support ponctuel (par exemple le point x_i) ou surfacique (le bassin versant V)
- $(\sigma_e)^k_S$: écart-type d'estimation théorique sur le support S ou écart-type de krigeage pour le champ k, noté ECT dans cette étude (et ksd dans la littérature pour *kriging standard deviation*)
- $e^k_S = \widehat{Z}^k_S - Z^k_S$: erreur d'estimation vraie sur le support S
- $\varepsilon^k_S = \frac{\widehat{Z}^k_S - Z^k_S}{\sigma_k}$: erreur d'estimation standardisée sur le support S
- $\mathcal{N}(m,s)$: loi normale d'espérance m et d'écart-type s

Lexique

- **erreur d'estimation** : différence entre une valeur référence et une valeur estimée.
- **écart-type d'estimation empirique** [*resp. variance d'estimation empirique*] : écart-type [*resp. variance*] des erreurs d'estimation (cf. éq.7.2).
- **écart-type libre du champ** [*resp. variance libre du champ*] : écart-type [*resp. variance*] de l'ensemble des mesures du champ (i.e. de l'échantillon) à un instant donné.
- **écart-type de krigeage ou écart-type d'estimation théorique** [*resp. variance de krigeage ou variance d'estimation théorique*] : mesure de la dispersion possible -définie par la théorie - de la valeur estimée autour de la valeur vraie ; dépend du variogramme et de la configuration relative du point à estimer.
- **support** : lieu de l'observation du champ ou de l'interpolation des observations : point, ligne, surface ou volume (en pratique dans cette étude, on se restreint à des supports ponctuels ou surfaciques).

7 Incertitudes liées à l'interpolation spatiale des précipitations

Sommaire

Introduction 152
Présentation de la démarche 152
Formulation du problème 152
Le choix d'une méthode d'interpolation 154
7.1 Définition et calage des modèles retenus 157
7.1.1 Définition du modèle d'interpolation 157
7.1.2 Paramétrisation du modèle d'interpolation 162
7.1.3 Définition du modèle d'erreur associé 164
7.2 Validation du modèle 165
7.2.1 Méthode 166
7.2.2 Résultats 171
7.2.3 Conclusions sur la validation croisée 179
Synthèse du chapitre 182

Introduction

Présentation de la démarche

Objectif Le but de ce chapitre est d'évaluer quelle est l'incertitude sur l'estimation de la moyenne spatiale des précipitations (notée PMS, pour précipitation moyenne spatiale) qui constitue l'entrée principale des modèles hydrologiques globaux. Modéliser et quantifier cette incertitude, nous permettra ensuite d'évaluer son impact dans les modélisations hydrologiques.

Ce que l'on veut Cette précipitation moyenne spatiale, entrée des modèles de notre étude, est évaluée à partir d'un réseau de points (les pluviographes) et n'est donc pas connue de manière exacte. Ceci implique un double problème. Le premier consiste à choisir **une méthode d'interpolation** de ces mesures ponctuelles afin d'obtenir une valeur en tout point du domaine, valeur que l'on pourra ensuite intégrer sur une surface afin de calculer une valeur moyenne sur le domaine. Le second point consiste à définir **un modèle d'erreur** sur cette évaluation des valeurs ponctuelles interpolées puis sur la valeur moyenne estimée.

Ce que l'on utilise Pour chacune de ces deux étapes, il existe plusieurs solutions possibles. Malgré le fait que **les outils de la géostatistique** apparaissent souvent complexes ou difficiles à mettre en œuvre, nous avons fait le choix de les utiliser, car ils présentent l'avantage de proposer une réponse à chacune des deux difficultés relevées ci-dessus (interpolation et modèle d'erreur). De plus, d'après leur définition même, ils sont les plus efficaces pour obtenir la meilleure estimation possible (les caractéristiques d'optimalité et de non biais seront présentées un peu plus tard) de la PMS [1] et pour l'évaluation des incertitudes associées. En ce qui concerne la manière dont ces outils sont utilisés, de la même façon que lors de la sélection des outils de modélisation hydrologique, nous essaierons de respecter au mieux le compromis entre simplicité et performance, et donc de choisir [2], dans cette analyse, des outils et des mises en œuvre aussi simples que possible.

Formulation du problème

Interpoler des pluies ponctuelles

Estimer la pluie précipitée Un événement pluvieux - ou plutôt la perturbation atmosphérique qui le produit - a une extension spatiale de forme non définie et de taille plus ou moins grande selon le type d'événement (de quelques kilomètres carrés à plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés) et selon la durée d'observation (à un instant donné, il ne pleut pas partout dans ce domaine). Pour le qualifier et le mesurer, nous avons à notre disposition des réseaux de mesures - pluviomètres et pluviographes parsemés sur le bassin versant - dont la densité est variable d'une région à l'autre. Pour certains des épisodes les plus récents, on dispose parfois en complément d'images radar qui permettent, aux erreurs quantitatives près, d'accéder à une information – imparfaite – sur la répartition spatiale de la pluie. Cependant, dans certains cas, ces images ne permettent pas de fournir une mesure quantitative des précipitations assez précise. On s'appuie donc – et c'est particulièrement le cas pour les années les plus anciennes – uniquement sur le réseau sol, c'est-à-dire sur des mesures ponctuelles. L'échantillonnage est en général très faible : les

1. Les effets de la qualité de cette estimation de la PMS sont mis en avant par Haberlandt & Kite (1998) qui concluent que l'application de méthodes géostatistiques pour l'interpolation spatiale de séries temporelles de précipitations peut améliorer des simulations hydrologiques – même quand on utilise une moyenne spatiale.

2. Quand cela est possible et que cela ne ne dégrade pas les résultats de façon importante.

pluviomètres, une fois corrigées les erreurs de métrologie, ne recueillent que la pluie précipitée sur environ 400 cm^2 (alors que pour un réseau de mesure «dense», on demandera à un pluviomètre de représenter environ 100 km^2) [1]. Il est donc nécessaire de trouver une manière de calculer la lame d'eau (moyenne ou spatialisée) touchant un bassin donné durant un pas de temps donné. Comme il existe une structure des champs pluvieux – plus ou moins forte selon le pas de temps, selon le type d'événements pluvieux –, il est possible de réaliser des interpolations. Pour cela, différentes méthodes existent dont certaines, comme le krigeage, permettent d'obtenir en sus un intervalle de confiance sur l'estimation de la lame d'eau moyenne.

L'interpolation spatiale L'interpolation spatiale est un problème classique d'estimation d'une fonction $F(x)$ en un point x_0 du plan. x désigne les coordonnées dans le repère choisi : (x) dans $\Re^1$, (x,y) dans $\Re^2$ ou (x,y,z) dans $\Re^3$. Les valeurs de la fonction $F(x)$ sont connues en n points expérimentaux $x_1, x_2, x_3, \ldots, x_n$. On cherche à exprimer un estimateur $\widehat{F}(x_0)$ de F en un point x_0, mesuré ou non, en fonction des valeurs mesurées $F(x_i)$ sur les points x_i environnants en déterminant des pondérations λ_i à donner à chacun des points environnants. Par exemple, dans le cas de l'interpolation linéaire :

$$\widehat{F}(x_0) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot F(x_i) \tag{7.1}$$

On souhaite définir en un point x_0 environné par les x_i, et non mesuré, un estimateur $\widehat{F}(x_0)$ de $F(x_0)$. C'est-à-dire que l'on cherche à déterminer la pondération (λ_i) de chacun des points environnants :

Il existe plusieurs façons de choisir ces poids. On peut faire l'hypothèse que ces poids sont tous égaux entre eux (*moyenne arithmétique*) ou encore qu'ils sont fonction d'une surface représentative (*par exemple, la méthode des polygones de Thiessen (1911) ou la méthode des isohyètes (Reed & Kincer, 1917)*), l'interpolation linéaire en fonction de l'inverse de la distance (Reed & Kincer, 1917) et les méthodes d'interpolation polynomiales (*par ex. : méthode des splines cubiques par ajustement de polynômes cubiques*).

Estimer une incertitude sur les valeurs interpolées

En général [2], quand il existe une corrélation spatiale entre des variables, plus on s'éloigne des données d'observation, plus l'**incertitude** sur la valeur estimée augmente. Et l'**erreur** réalisée lors de l'estimation d'une valeur en un point donné varie également selon la méthode d'interpolation utilisée [3].

Le but de ce travail est d'évaluer l'impact en modélisation hydrologique des erreurs d'estimation sur les pluies moyennes spatiales. On veut donc (1) à la fois pouvoir évaluer les erreurs d'estima-

1. Ce qui correspond à peu près à la densité moyenne des pluviomètres journaliers en France, ce qui donne un rapport de 4.10^{-10} m^2 réellement mesuré par m^2 de bassin versant. Pour les pluviographes horaires, la densité chute à 1 pour 500 km^2 environ (Gaume *et al.*, 2007).
Pour fixer les idées, si notre domaine d'étude (la Loire à Bas-en-Basset) est considéré comme un réseau maillé de pas 50m, alors le nombre de mailles est proche 1 300 000 soit une maille renseignée pour 32 430 mailles, ou, avec un pas de 2 km, un total de 810 mailles environ soit 1 maille renseignée pour 20 mailles (80 km^2).

2. Ce n'est pas le cas pour des variables dont la corrélation revient de manière périodique.

3. Sur les termes «erreur» et «incertitude» un travail de recherche bibliographique a été réalisé par Zin (2002) auquel on pourra se référer. Dans toute cette étude, on appellera :

- «erreur», l'écart entre une estimation déterministe et une valeur considérée comme une référence (estimation ou mesure)
- «incertitude», les deux acceptions suivantes :
    1. le sentiment subjectif et non quantitatif de méconnaissance lié à un défaut d'observation (c'est l'«incertitude subjective» définie par Yen et al (1971) et citée par Zin (2002)) ;

tion réalisées et (2) également les minimiser pour pouvoir obtenir un comportement limite (*i.e. le mieux que l'on puisse faire puisque les erreurs d'estimation sont minimales*) des simulations hydrologiques et ainsi obtenir une meilleure représentativité de cette étude.

Le deuxième point peut être traduit par la caractéristique « d'optimalité » selon laquelle la variance des erreurs d'estimation est minimisée :

$$var[\widehat{F}(x) - F(x)] \;\; minimale \tag{7.2}$$

Parmi les techniques d'interpolation spatiale, beaucoup ne sont pas optimales. Certaines respectent cette caractéristique d'optimalité sous certaines hypothèses : parmi elles, l'approche probabiliste géostatistique – ou krigeage [1] – qui présente de plus, l'avantage d'également proposer une formulation des erreurs d'estimation.

Le choix d'une méthode d'interpolation

Revue de la littérature sur les méthodes d'interpolation

Pour guider le choix d'une méthode d'interpolation [2], la littérature fournit des éléments intéressants dont plusieurs études comparatives. [3].

Les études comparatives De nombreuses études ont comparé des techniques d'interpolation de mesures ponctuelles de pluie. Plusieurs études montrent que, à quelques exceptions près [4], le choix de la méthode a peu d'importance sur la qualité de l'estimation (Dacharry, 1974; Creutin, 1979). Borga & Vizzaccaro (1997) ont de plus montré une équivalence formelle entre le krigeage (variogramme linéaire) et l'ajustement à des surfaces multi-quadratiques (méthodes d'interpolation déterministes) et rappellent également que beaucoup d'études trouvent que l'estimation à partir de méthodes déterministes (lames minces, splines) permettent d'obtenir des résultats comparables à ceux du krigeage (Creutin & Obled, 1982; Michaud & Sorooshian, 1994b). Il semble donc que le choix de la méthode d'interpolation ne soit pas déterminant.

Cependant plusieurs études concluent que le krigeage est préférable aux autres méthodes d'interpolation et cela pour différents pas de temps, notamment le pas de temps mensuel (Tabios & Salas, 1985), le cumul sur les événements pluvieux (Creutin & Obled, 1982) ou même des pas de temps plus faibles, par exemple horaires (Bastin *et al.*, 1984; Lebel *et al.*, 1987; Michaud & Sorooshian, 1994b).

Ces résultats paraissent contradictoires. En fait, la plupart des études montrent aussi que les résultats de ces études comparatives dépendent de la densité du réseau de mesure par rapport à la variabilité du phénomène considéré : on peut citer en exemple Borga & Vizzaccaro (1997) qui montrent, en comparant le krigeage et une surface multi quadratique, que les erreurs d'estimation

2. les «incertitudes objectives» liées à des processus aléatoires et pouvant donc être analysées par des techniques statistiques ; ces incertitudes caractérisent ainsi la dispersion des réalisations possibles de la variable aléatoire.

1. Pour une présentation détaillée du krigeage et de ses bases théoriques : *cf.* annexe C.1, page 527.

2. Une présentation des différentes méthodes d'interpolation existantes et utilisées dans la littérature, est présentée en annexe C.7.1 (page 558). Y sont présentées, les principales caractéristiques de chacune des méthodes ainsi que des références montrant des exemples d'utilisation. Il est également possible de se référer à Krajewski & Creutin (1992) pour une présentation en détail du cadre théorique de l'interpolation.

3. Il est possible de trouver davantage de détails sur les études citées en annexe, page 558.

4. Par exemple, les méthodes triviales (polygones de Thiessen et moyenne arithmétique) pour Creutin (1979) et Creutin & Obled (1982) ou les méthodes polynomiales pour Tabios & Salas (1985).

du krigeage sont plus faibles mais qu'à partir d'une densité de 0.022 stations par km^2 (pour un pas de temps de 5 minutes), les erreurs sont comparables. Ils montrent également que les erreurs de l'interpolation à partir de surfaces multi quadratiques décroissent en loi puissance avec la densité du réseau.

De manière plus générale, l'ensemble des études laissent apparaître les constats suivants :

- Plus la superficie diminue, plus les différences entre les méthodes d'interpolation semblent devenir significatives (notamment si le bassin n'est pas très bien instrumenté).
- Pour une superficie constante, c'est la topologie et la densité du réseau qui font la différence (Lebel, 1984).
- Sur un bassin dont la taille est de l'ordre de grandeur de la variabilité du phénomène pour le pas de temps d'étude, si le réseau de mesure est suffisamment dense et bien réparti, les mesures sont suffisamment redondantes pour que les méthodes d'interpolation fournissent des estimations voisines de la lame d'eau spatiale ; alors que sur un réseau moins dense, le krigeage est à recommander.

Ainsi, si le réseau est suffisamment dense, peu importe le choix de la méthode d'interpolation ; par contre, si le réseau est faiblement instrumenté ou la topologie du réseau pas très pertinente, alors la préférence de l'ensemble des études rencontrées va au krigeage : la variabilité naturelle de la pluie rend le krigeage intéressant pour de faibles densités de réseau, alors que pour des densités plus importantes le gain de précision est plus faible.

Cette conclusion semble logique quand on sait que le krigeage, par définition, est une méthode « optimale » : elle minimise donc la variance des erreurs d'estimation. Lebel (1984) ajoute même que *« le krigeage (…) [est] à la fois moins biaisé et plus efficace que les méthodes les plus traditionnelles et [est] donc à recommander dès lors qu'on est amené à travailler avec des réseaux de faibles densités ou mal répartis »*.

Enfin, pour finir sur cette comparaison des méthodes d'interpolation, nous avons choisi de citer deux études. La première, Haberlandt (2007) réalise une distinction entre les méthodes univariées (*i.e.* n'utilisant que les données du réseau sol) et les méthodes multivariées (utilisant une information externe, comme le cumul de pluie sur l'événement ou l'altitude ou les mesures journalières lorsqu'on interpole un réseau au pas de temps horaire). Pour les **méthodes univariées**, lorsque l'on utilise, comme dans le cas qui nous intéresse, les données du réseau sol (et non les données radar), alors les erreurs d'interpolation décroissent dans l'ordre suivant : plus proches voisins (polygones de Thiessen), inverse du carré de la distance, krigeage ordinaire, krigeage d'indicateur [1]. Ce résultat est cohérent avec les conclusions précédentes. Le krigeage d'indicateur semble une solution intéressante, cependant deux limites apparaissent. La première est qu'il n'est pas adapté à l'utilisation que l'on veut en faire (calculer des lames d'eau moyennes et les erreurs d'estimations associées), puisqu'il ne permet que de simuler la surface pour laquelle la pluie est supérieure à un seuil donné. La seconde limite est notée par Haberlandt (2007) : des tests supplémentaires, lors de la comparaison entre le krigeage ordinaire et le krigeage d'indicateur montrent que le krigeage d'indicateur ne conduit pas à des erreurs plus petites mais qu'il fait perdre de la variabilité des données. En ce qui concerne, les **méthodes multivariées**, il apparaît que les solutions de krigeage un peu sophistiquées (krigeage avec une dérive externe et krigeage d'indicateur avec une dérive externe) ont de meilleures performances que les méthodes multivariées. Lorsqu'on compare les différentes informations externes à utiliser, celle qui apparaît la plus intéressante est le cumul de pluie sur l'événement à partir d'un réseau dense de pluviomètres journaliers.

1. Le krigeage d'indicateur consiste à transformer la variable aléatoire à kriger : elle est égale à 1 si sa valeur observée est supérieure ou égale à un seuil donné et elle est nulle sinon. Pour l'utiliser, il est donc nécessaire de définir une série de seuils et de calculer les variogrammes associés à chacun de ces seuils.

La seconde étude est celle de Lloyd & Atkinson (2001). Ils utilisent les outils géostatistiques pour interpoler non pas des cumuls de pluies mais des valeurs d'altitude afin de réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) et pour ceci, analysent les points faibles et les points forts de différentes techniques de krigeage. Les conclusions sont que : (1) le krigeage ordinaire et le krigeage avec dérive externe sont plus faciles à implémenter, fournissent une meilleure précision (notamment les écarts-types des erreurs d'estimation globales sont plus faibles), ce qui est expliqué dans leur étude par une structure à basse fréquence; (2) le krigeage d'indicateur fourni une meilleure estimation de l'incertitude sur les estimations ponctuelles lorsque le seuil est bien adapté localement.

Ainsi, les travaux issus de la littérature, nous incitent à conclure que dans le cas de réseaux peu denses (ce qui est notre cas sur certains bassins par exemple la Dunière à Vaubarlet, ou pour tous les bassins sur les premières années d'études [1977-1993]), l'utilisation du krigeage est à recommander ; alors que pour des réseaux denses, le choix de la méthode d'interpolation a peu d'impact.

Sur les différents types de krigeage, le krigeage ordinaire semble une solution efficace, facile à utiliser, avec des résultats comparables à ceux issus de solutions plus complexes (krigeage avec dérive externe, krigeage multivarié), solutions pouvant néanmoins parfois apporter des résultats sensiblement meilleurs.

Évaluer les erreurs d'estimation Les erreurs d'estimation sont les écarts entre les valeurs interpolées (ponctuelles ou spatiales) et les valeurs réelles observées mesurées (comme cela peut être le cas au droit des pluviographes) ou non mesurées (partout ailleurs pour les valeurs ponctuelles ainsi que dans le cas des lames d'eau moyennes spatiales).

Lorsque des mesures sont réalisées (par exemple dans le cas de pluies ponctuelles), évaluer ces erreurs d'estimation est donc facilement réalisable. Quand aucune mesure n'est disponible, il devient impossible d'évaluer ces erreurs, sans modèle de comportement des erreurs *a priori*, même basique. Ainsi, Borga & Vizzaccaro (1997) notent que lors de l'utilisation de méthodes déterministes, on doit faire des hypothèses sur les erreurs d'estimation. Ce n'est pas le cas lorsque l'on utilise des méthodes issues de la géostatistique qui fournissent un modèle d'erreur associé au modèle d'interpolation sélectionné.

Sur les facteurs influençant les erreurs d'estimation, différentes études fournissent des renseignements. McCollum & Krajewski (1998) font le lien entre ces erreurs et le choix de la méthode d'interpolation en exprimant que les erreurs d'estimation réalisées à partir de simples moyennes arithmétiques représentant une limite supérieure de l'échantillonnage aléatoire de l'incertitude. Ali *et al.* (2004), dans le cadre d'une étude au Sahel, permettent de préciser le lien entre la variabilité de la pluie et la valeur de ces erreurs : *« plus la pluie diminue et devient irrégulière, plus les erreurs d'estimation augmentent »*. Lebel (1984) rappelle quant à lui que l'estimation de moyennes spatiales est en général plus précise que celle des valeurs ponctuelles.

7.1 Définition et calage des modèles retenus

La présentation théorique du krigeage, des différentes hypothèses sous-jacentes et des modèles utilisés est réalisée en C.1 (à partir de la page 527).

7.1.1 Définition du modèle d'interpolation

Pour calculer les pluies moyennes sur chacun des bassins, il est nécessaire dans un premier temps de définir et d'évaluer le variogramme qui permet de décrire la structure des champs pluvieux de la région d'étude [1].

Le choix et l'ajustement d'une fonction au semi-variogramme est la partie la plus délicate du krigeage. Gratton (2002) la qualifie *« d'art plutôt qu'une science »*. Ceci peut être réalisé, après un assez long travail de contrôle minutieux et précis des données, soit par des méthodes numériques (ex : les moindres carrés) quand on a suffisamment de données : on minimise alors une fonction objectif (par exemple la somme des distances des variogrammes empiriques au variogramme théorique) ; soit, dans le cas où les données ne sont pas assez nombreuses, des méthodes graphiques, plus subjectives.

Ce travail particulier requiert une expérience du calage des variogrammes. Il est par ailleurs très coûteux en temps, d'autant plus s'il s'agit d'estimer le variogramme sur l'ensemble des pas de temps pluvieux de 27 ans de données. Comme le but de ce travail n'est pas de cartographier certains événements bien particuliers de la chronique dont on dispose mais plutôt d'obtenir un modèle simple, permettant de calculer des lames d'eau moyennes avec les incertitudes qui leur sont associées ; comme par ailleurs, il existe déjà des travaux portant sur ce point particulier du calage de variogramme (et dans des régions proches), nous nous appuyons, comme l'ont fait avant nous, Datin (1998) et Zin (2002), sur les travaux de Lebel (1984) pour le choix et le paramétrage du modèle géostatistique utilisé.

Comme cela a été signalé dans la revue de la littérature, Lebel (1984) a mis en avant plusieurs éléments caractéristiques d'un variogramme acceptable dans la région Cévennes-Vivarais (dans laquelle est comprise notre zone d'étude). Notre modèle va donc être caractérisé par les éléments suivants :

1. l'utilisation d'un variogramme climatologique
2. l'hypothèse d'isotropie (pour le pas de temps de travail horaire)
3. l'utilisation du krigeage ordinaire
4. pas de cokrigeage
5. un variogramme sphérique dont la portée dépend du pas de temps de travail.

7.1.1.1 Le variogramme climatologique

Les notions de variogramme climatologique et de variogramme événementiel sont complémentaires.

Un variogramme théorique est la plupart du temps ajusté pour un événement ou une réalisation donné : par exemple, le champ pluvieux cumulé sur une heure ou un épisode orageux notable. A chaque heure ou pour chaque événement, « l'ampleur » du champ varie (et donc le palier α du variogramme le modélisant varie également). Pour une étude précise, sur quelques pas de temps, l'utilisation d'un tel variogramme se justifie : le palier, et surtout la portée (et un éventuel effet de

1. Une étude approfondie des pluies horaires de la région Cévennes-Vivarais a été réalisée par Tourasse (1981) et Lebel (1984).

pépite) donneront une image précise des informations issues de l'échantillon de mesure, et ainsi rendront mieux compte de la véritable structure spatiale de l'événement. Cette démarche peut être répétée sur l'ensemble des pas de temps de travail, *i.e.* pour l'ensemble des réalisations.

Cependant, il existe une assez forte incertitude sur l'estimation du variogramme événementiel : peu de données sont disponibles et donc l'effet d'échantillonnage peut avoir des effets importants. Si tous ces événements sont issus d'un même processus aléatoire (et on fait l'hypothèse que c'est ici le cas), c'est-à-dire que la fonction de structure a la même forme, alors le variogramme moyen normalisé obtenu est représentatif de toutes les réalisations et est moins sensible à cet effet d'échantillonnage (Bastin *et al.*, 1984; Lebel & Bastin, 1985) et, comme le note Lebel (1984), l'information climatologique peut venir compléter l'information contenue dans chaque champ [1].

On veut donc pouvoir ajuster une sorte de variogramme « moyen », climatologique, qui permette de refléter la structure spatiale de l'ensemble des événements. Or, la moyenne des champs varie d'une réalisation k à la suivante $k+1$, et constitue ainsi un obstacle à leur comparaison. Pour y remédier, on exploite la forte corrélation reliant la moyenne spatiale empirique m_k et la variance spatiale σ_k.

Soit le processus X_i^k tel que :

$$Z_i^k = A^k.X_i^k + B^k \tag{7.3}$$

où :
- A^k est une réalisation d'une variable aléatoire A indépendante de X
- B^k est une réalisation d'une variable aléatoire B liée à A

X^k est défini de manière à garantir que :

$$\forall k,\ var(X^k) = s_k^2 = 1 \tag{7.4}$$

Ainsi la transformation des réalisations de Z sous la forme d'expressions de X permettent d'avoir affaire à un processus unitaire. Elles deviennent donc comparables entre elles. Pour la suite de ce travail, on pose :

- $B^k = 0, \forall k$
- $A^k = \sigma_k, \forall k$

et on vérifie que : $\forall i, \forall k,\ var(Z_i^k) = var(\sigma_k.X_i^k) = \sigma_k^2.var(X_i^k) = \sigma_k^2$

Lebel (1984) montre par ailleurs que si X n'est pas forcément stationnaire, il est quand même possible, grâce au grand nombre d'événements observés de construire un variogramme climatologique à la manière d'un variogramme empirique. Le modèle théorique associé sera choisi avec une valeur du palier théorique égale à la variance du processus, c'est-à-dire 1.

On a alors, pour la plupart des variogrammes sans effet de pépite, la relation suivante :

$$\gamma(h,\alpha,\beta) = \alpha.\gamma_u(h,\beta) \tag{7.5}$$

où :
- γ_u est unitaire (γ_u=1)

Et pour repasser du variogramme climatologique unitaire au variogramme particulier d'un champ k, si α est un paramètre d'échelle et β caractérise la forme du variogramme, on pourra alors utiliser la relation suivante :

1. Parfois ce variogramme climatologique peut permettre de détecter les grandes tendances, telles que des zones privilégiées de déclenchement, des trajectoires préférentielles, ou tout autre comportement systématique. Ce ne sera pas le cas ici, où nous ferons l'hypothèse d'un variogramme isotrope, ergodique et stationnaire.

$$\gamma_k(h,\alpha_k,\beta) = (\alpha_k/\alpha_u) \cdot \gamma_u(h,\beta) \tag{7.6}$$

Pour obtenir la variance d'estimation $(\sigma_e^2)^k$, il faudra multiplier les variances d'estimation standardisées σ_e^2 obtenues à l'aide du variogramme climatologique unitaire par ce facteur d'échelle α_k égal à l'écart-type expérimental σ_k du champ.

7.1.1.2 L'hypothèse d'isotropie

Cette hypothèse suppose que, quelle que soit la direction dans laquelle sont pris les points, la structure du champ a les mêmes caractéristiques (portée, pépite, etc.). C'est une hypothèse forte mais Lebel (1984) a montré que, si pour des durées plus importantes [1] une anisotropie existe, pour un pas de temps horaire, dans cette région, il n'y a pas de véritable anisotropie. Haberlandt (2007) montre de même, pour une autre région (le bassin de l'Elbe) et un événement extrême (août 2002), que même s'il existe une anisotropie dans les données, pour un pas de temps horaire, il n'y a pas de différences significatives entre les performances des variogrammes isotropiques et anisotropiques.

Le bassin de la Loire supérieure a une topographie moins marquée que l'ensemble de la région d'étude de Lebel (1984), comprenant la Loire Supérieure, mais aussi une partie du bassin de l'Ardèche, celui du Gardon d'Anduze, le bassin du Vidourle. L'effet orographique y est vraissemblablement moins marqué, même s'il existe. D'autre part, parmi les champs de précipitations à estimer, une grande partie consiste en des épisodes relativement frontaux.

Ainsi, d'une part, il est vraisemblable que l'anisotropie sur notre région d'étude soit inférieure à celle sur la région d'étude de Lebel (1984), d'autre part, même s'il existe une anisotropie dans les données, il n'est pas forcément intéressant de la prendre en compte au sein du variogramme. Ceci nous amène à poser l'hypothèse simplificatrice d'isotropie.

7.1.1.3 Le krigeage ordinaire

Le krigeage ordinaire est défini en annexe C.1.2 page 528. Cela consiste à supposer la variable aléatoire stationnaire de moyenne inconnue.

7.1.1.4 Le cokrigeage

Le cokrigeage (Chilès & Delfiner, 1999) consiste à utiliser la corrélation spatiale entre deux variables : une variable principale (par exemple, les hauteurs de précipitations en un temps donné) et une variable secondaire (par exemple les altitudes). Cette corrélation spatiale entre les deux variables permet d'estimer la variable principale en des points non échantillonnés. Haberlandt (2007) rappelle qu'en général, la corrélation entre les altitudes et les précipitations dépend du mécanisme de précipitation de l'événement considéré et décroît quand la résolution temporelle augmente. Dans un souci de simplicité, cette solution intéressante ne sera pas prise en compte.

1. Ou pour un krigeage sur des valeurs extrêmes (pluies décennales, gradex) tels que ceux réalisés par Tourasse (1981); Slimani (1984); Laborde (1984); Kieffer Weisse (1998).

7.1.1.5 Un variogramme sphérique

Comme vu précédemment, le variogramme de type sphérique a pour définition :

$$\gamma(h,\alpha,\beta) = \begin{cases} \alpha \cdot \left[\frac{3}{2} \cdot \frac{h}{\beta} - \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{h}{\beta} \right)^3 \right] & h \leq \beta \\ \alpha & h > \beta \end{cases} \tag{7.7}$$

où :
- α est la valeur du palier ;
- β est la portée ;
- h est la distance séparant deux points du domaine étudié.

D'après Lebel (1984), dans la région des Cévennes il est possible d'utiliser un variogramme climatologique dont la portée dépend du pas de temps d'étude. Les formules suivantes pour la portée d'un variogramme sphérique [1] ont été extraites de la littérature scientifique :

$$\beta(km) = 25 \cdot \Delta\tau(h)^{0.35} \tag{7.8}$$

$$\beta(km) = 25 \cdot \sqrt{\Delta\tau(h)} \tag{7.9}$$

Ce qui donne pour un pas de temps horaire, une portée β de 25 km (soit une superficie renseignée [2] d'environ 120 km^2 si on considère que la pluie n'est réellement homogène que sur environ un quart de la portée ; pour un pas de temps journalier, une portée de 76 à 120 km selon la formule, soit une superficie de 830 à 2800 km^2).

Sur la figure FIG.7.1 ont été représentés les écarts-types de krigeage (ECT) ponctuels normés (dont le carré, la variance de krigeage, représente l'incertitude sur l'estimation de la valeur ponctuelle). Il est possible d'interpréter cet écart-type (au carré) comme le pourcentage de variance non reconstituée, *i.e.* non expliquée par les postes voisins. S'il vaut 1 on ne reconstitue rien (et la valeur utilisé est la moyenne du champ), s'il vaut 0, la reconstitution est parfaite.

Ces cartes de l'écart-type de krigeage ponctuel illustrent l'influence du variogramme et de la densité d'information sur l'incertitude de l'estimation. Comme le krigeage est un interpolateur exact, la valeur estimée en un point de mesure (estimation ponctuelle) avec un modèle sans effet de pépite est égale à la valeur mesurée (à la variance libre du champ près) et l'écart-type de krigeage est 0. Quand on s'éloigne de ce point, au fur et à mesure, l'influence de l'échantillon sur la valeur estimée s'atténue et l'écart-type de krigeage augmente pour tendre vers 1. La carte de l'écart-type de krigeage fait donc ressortir les zones où la grande densité de points de mesure rend l'estimation fiable et les zones où le manque de données détériore la précision de l'estimation [3]. Il faut néanmoins rappeler que l'estimation ponctuelle est plus exigeante que l'estimation moyenne spatiale qui tend à lisser la variabilité ponctuelle.

En 1977 (FIG.7.1), parmi nos données, seuls six postes sont disponibles au pas de temps horaire. Sur une grille d'interpolation de résolution 2 km, seulement 1.94% des points présentent un écart-type de krigeage inférieur à 0.5 (c'est-à-dire ceux pour lesquelles les 3/4 de la variance du champ

1. Bontron *et al.* (1999) et Bontron (2004) ont étudié la corrélation de la pluie journalière sur les bassins de la Loire et de l'Allier au bec d'Allier et ont trouvé une portée d'environ 100 km, ce qui est cohérent avec les formules proposées précédemment.

2. $S_{renseignee}$=Π*[β/4]^2

3. Si un seul variogramme est employé dans tout le domaine d'étude, alors les variations spatiales de la variance de krigeage reflètent principalement celles de la densité d'échantillonnage.

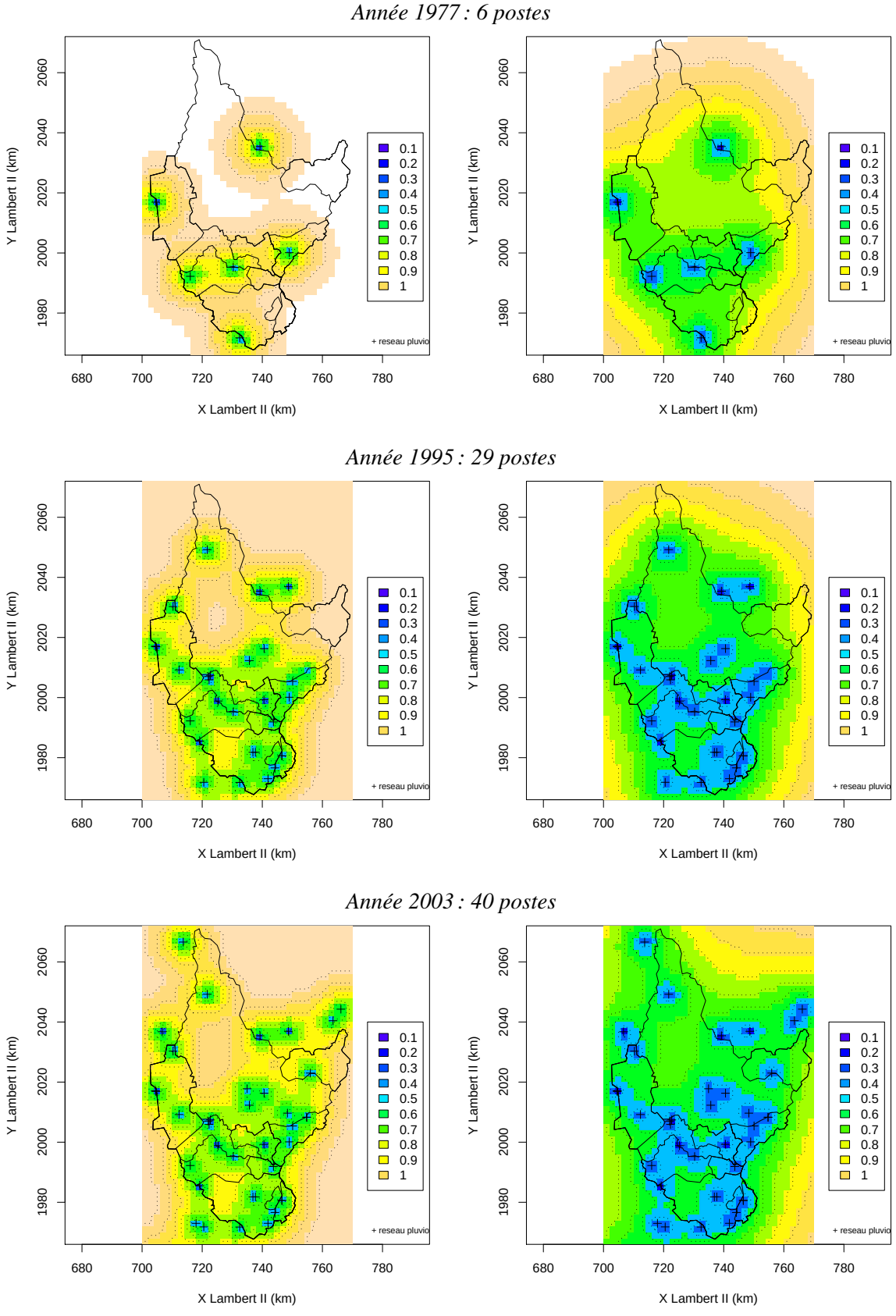


FIG. 7.1 – *Ecarts-types de krigeage (ECT) ponctuels normés pour des portées de 25 km (à gauche) et 76 km (à droite), correspondant respectivement aux portées pour un pas de temps horaire et un pas de temps journalier : réseaux de 1977 (en haut), de 1995 (au milieu) et de 2003 (en bas).*

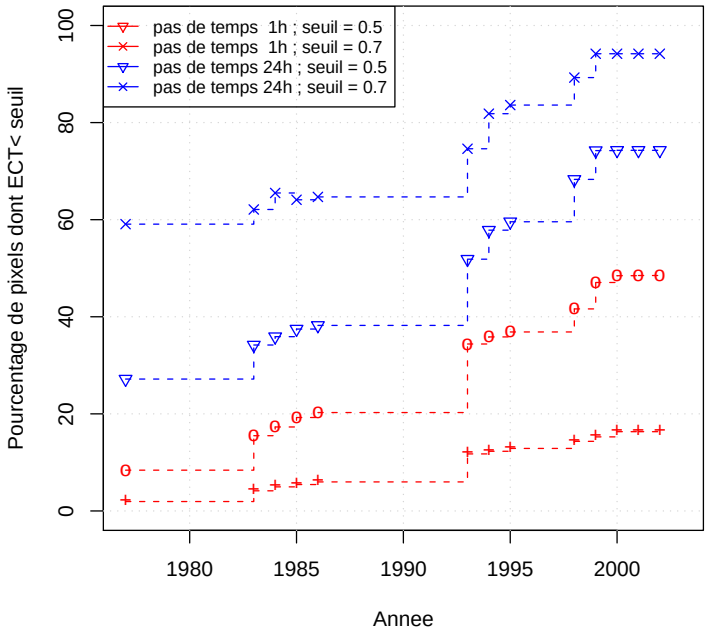


FIG. 7.2 – *Évolution du pourcentage de pixels dont l'écart-type d'estimation théorique (ECT) ponctuel est inférieur à un seuil donné (0.5 ou 0.7) pour un pas de temps de travail donné (1h ou 24h) : un ECT inférieur à 0.5 permet d'expliquer plus de 75% de la variance ponctuelle ; un ECT inférieur à 0.7 permet d'expliquer plus de 50% de la variance ponctuelle.*

sont expliqués : 1-0.5^2) et 8.4% un écart-type de krigeage inférieur à 0.7 (la moitié de la variance est expliquée). Avec le même réseau, pour un pas de temps journalier (et donc une portée supérieure), le poucentage de points dont l'écart-type de krigeage est inférieur à 0.5 passe à 27.17% (et à 59.08 % pour un seuil de 0.7).

Sur la figure FIG.7.2, sont représentées l'évolution de ces différents pourcentages en fonction du temps et de la densification du réseau. Il est possible de noter l'effet important de la prise en compte de 12 postes pluviographiques du réseau de Météo-France à partir de 1993. Avec le réseau pluviographique final (40 postes) comprenant les 3 postes EDF, les 12 postes Météo-France et les 25 postes du réseau CRISTAL, pour le pas de temps journalier, la moitié de la variance ponctuelle est expliquée pour presque tous les points de la grille d'interpolation (94.2%) et les trois quart de la variance ponctuelle sont expliqués pour environ les trois quarts des points (74.3%) ce qui est tout à fait satisfaisant. En ce qui concerne le pas de temps horaire, en 2003, la variance ponctuelle est expliquée pour moitié (seuil 0.7) pour environ la moitié des points (48.5%) et est expliquée au trois quart pour un point sur six (16.3%).

7.1.2 Paramétrisation du modèle d'interpolation

Pour la paramétrisation du modèle comme pour le choix de sa forme nous nous sommes référés à la littérature et en particulier aux travaux de Lebel (1984). Si nous n'avons pas calé, au cours de ce travail, les paramètres du variogramme utilisé, nous vérifions cependant qu'ils sont acceptables sur cette sous région de la zone d'étude de Lebel (1984), avant de les choisir comme paramètres définitifs de notre variogramme de travail.

7.1.2.1 Vérification graphique de l'ajustement du variogramme

La forme du variogramme (ou de la covariance) est l'espérance de la forme du processus au voisinage d'un point fixé (i.e. sa moyenne sur un grand nombre de réalisations). Il y a donc une relation entre sa forme et la morphologie des réalisations individuelles.

Lorsque les points expérimentaux sont irrégulièrement répartis dans l'espace (comme c'est le cas avec les réseaux de mesures pluviographiques), on procède à des regroupements par classe de distances [1]. Les classes comprennent donc en réalité des stations distantes de $h \pm \Delta h$. Une fois le nombre de classes choisi, il suffit ensuite d'ajuster à tous ces points une des fonctions analytiques choisies lors de la définition du modèle (*cf.* C.1.4, page 530). La figure FIG.7.3 propose un exemple de semi-variogramme ajusté pour quelques périodes sur les bassins de la Loire supérieure.

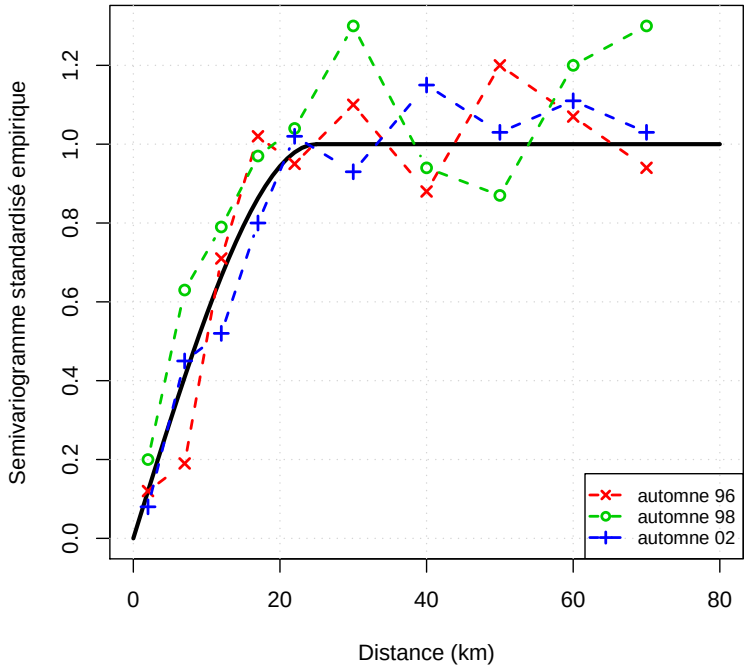


FIG. 7.3 – *Exemple d'ajustement du semi-variogramme.*

7.1.2.2 Choix de la paramétrisation finale

Les paramètres du variogramme sphérique identifiés par Lebel (1984) pour des pluies horaires sur la région des Cévennes sont cohérents avec les données des variogrammes ajustés sur les données de la Loire supérieure. Ce sont ces paramètres que nous allons utiliser :

- une portée $\beta = 25$ *km* pour un pas de temps horaire
- un palier $\alpha = 1$ pour un variogramme climatologique
- pas d'effet de pépite

Nous rappelons par ailleurs, que nous travaillons avec un krigeage ordinaire (sans dérive) et que nous avons fait l'hypothèse d'un krigeage isotrope.

1. Et éventuellement d'angle dans le cas d'un krigeage anisotrope : l'étude du comportement du variogramme dans les différentes directions renseigne sur les anisotropies éventuelles du phénomène.

7.1.3 Définition du modèle d'erreur associé

L'erreur d'estimation est l'écart entre une valeur « estimée » $\widehat{Z}^k$ par le modèle et une valeur Z^k réellement réalisée, connue (comme pour la pluie ponctuelle au droit d'un pluviographe) ou non (comme la lame d'eau moyenne sur un bassin versant).

7.1.3.1 L'erreur d'estimation ponctuelle

Soit x_i un point du domaine et $Z^k(x_i)$ l'observation réalisée en ce point pour l'événement k.
Pour chaque champ pluvieux k, l'écart entre la valeur réellement observée Z_i^k en x_i et la valeur reconstituée $\widehat{Z}_i^k$ à l'aide du krigeage est appelé erreur d'estimation ponctuelle.

$$e_i^k = \widehat{Z}_i^k - Z_i^k \tag{7.10}$$

Quand cet écart e_i^k est rapporté à l'écart-type spatial du champ de pluie σ_k, on parle d'erreur d'estimation ponctuelle standardisée.

$$\varepsilon_i^k = \frac{\widehat{Z}_i^k - Z_i^k}{\sigma_k} = \frac{e_i^k}{\sigma_k} \tag{7.11}$$

7.1.3.2 L'erreur d'estimation sur la lame d'eau moyenne

Soit V un domaine sur lequel on estime une valeur de lame d'eau moyenne et Z_V^k la réalisation observée (ou non) sur ce domaine pour l'événement k.
Pour chaque champ pluvieux k, l'écart entre la valeur réellement observée Z_V^k sur la surface V (c'est-à-dire la lame d'eau), ici inconnue, et la valeur reconstituée $\widehat{Z}_V^k$ à l'aide du krigeage est appelé erreur d'estimation spatiale.

$$e_V^k = \widehat{Z}_V^k - Z_V^k \tag{7.12}$$

Et de la même façon, quand cet écart e_V^k est rapporté à l'écart-type spatial du champ de pluie σ_k, on parle d'erreur d'estimation spatiale standardisée[1].

$$\varepsilon_V^k = \frac{\widehat{Z}_V^k - Z_V^k}{\sigma_{Vk}} = \frac{e_V^k}{\sigma_{Vk}} \tag{7.13}$$

7.1.3.3 Le modèle d'erreur : distribution théorique des erreurs d'estimation

Le modèle d'erreur associé au modèle d'interpolation retenu et présenté dans la partie précédente est défini d'après les hypothèses de la géostatistique.
Comme on utilise un modèle d'interpolation climatologique, les erreurs (théoriques) pour lesquelles la géostatistique nous fournit des indications sont les valeurs des erreurs standardisées, des sortes « d'erreurs climatologiques ».

1. Avec :

$$\begin{aligned} \sigma_{Vk} &= \int\int_V C(t,t')dtdt' \\ \sigma_{Vk} &< \sigma_k \end{aligned}$$

Le modèle d'erreur est le suivant : les erreurs d'estimation théoriques suivent une loi normale $\mathcal{N}(0,(\sigma_e)^k)$ centrée en 0 et d'écart type, l'écart-type de krigeage $(\sigma_e)^k$, c'est-à-dire l'écart-type d'estimation théorique (FIG. 7.4).

D'où :

$$E[\widehat{Z}^k - Z^k] = 0 \tag{7.14}$$

$$Var[\widehat{Z}^k - Z^k] = \sigma_k^2.(\sigma_{Ve}^2)^k \tag{7.15}$$

où :
- σ_k est l'écart type spatial du champ
- σ_{Ve}^k est l'écart-type de krigeage ECT

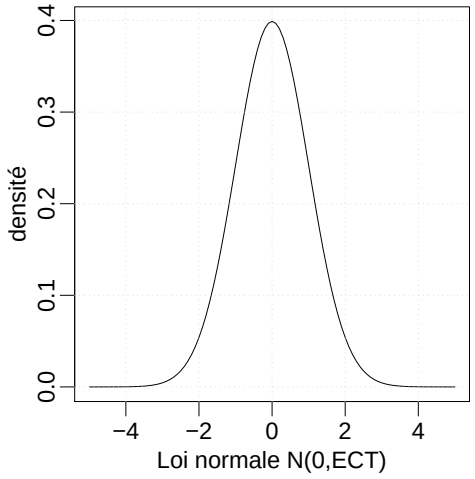


FIG. 7.4 – *Distribution théorique des erreurs d'estimation standardisées.*

7.2 Validation du modèle

Les hypothèses retenues lors du choix du variogramme et de l'utilisation du krigeage peuvent paraître un peu frustres. L'objectif de cette partie est de vérifier (1) si les résultats issus de l'interpolation sont acceptables et (2) si le modèle d'erreur proposé par la théorie est cohérent avec les erreurs réellement réalisées lors de l'utilisation du modèle d'interpolation. Ceci va être réalisé à l'aide d'une méthode de validation relativement classique, la validation croisée.

Aucune *« valeur vraie »* – ou, à défaut, une valeur mesurée directement – des précipitations moyennes sur un bassin versant, n'est disponible. Les seules observations dont nous disposons sont les mesures par les postes pluviographiques. C'est donc sur ces mesures que nous allons nous appuyer pour valider le modèle proposé en 7.1. Il est néanmoins nécessaire de garder à l'esprit qu'une estimation ponctuelle est une validation plus *« sévère »*[1] que de vérifier une estimation moyenne sur une surface.

La validation croisée permet de tester l'adéquation[2] des modèles (d'interpolation et d'erreur), choisis à partir des observations, avec les mesures pluviométriques. Il s'agit de vérifier à l'aide des seules observations qui nous sont accessibles – *i.e.* les mesures ponctuelles – que les résultats des

1. Dans le sens où la variabilité ponctuelle est supérieure à la variabilité sur une surface.

2. Comme cela a été vu dans la revue de la littérature, cette méthode ne nous permet pas, en cas de non-adéquation, de savoir quoi incriminer entre le modèle d'interpolation lui-même, le modèle d'erreur, et la donnée ponctuelle.

interpolations sont bien cohérents avec ceux définis par la théorie. Lorsque l'on krige, on obtient en chaque point de grille une valeur estimée normée par l'écart-type global σ_k du champ ainsi qu'un écart-type de krigeage théorique $(\sigma_e)_i^k = ECT$. La validation croisée consiste à calculer en un point donné, où une mesure existe, la valeur interpolée à partir, d'une part des seules observations alentours (en occultant la mesure en question) et d'autre part, d'un modèle d'interpolation (ici le krigeage ordinaire défini dans la partie précédente) ; puis de la comparer ensuite à la valeur réellement observée.

7.2.1 Méthode

7.2.1.1 Création de fichiers avec un pluviographe en lacune

Dans ces fichiers ne sont conservés que les pas de temps de pluie non nulle. A titre d'exemple, on a choisi pour point cible, quatre postes pluviographiques situés sur deux bassins hydrologiques différents dans des configurations différentes, tant du point de vue de l'échantillonnage des postes environnants que des types d'événements pluvieux [1] (FIG.7.5).

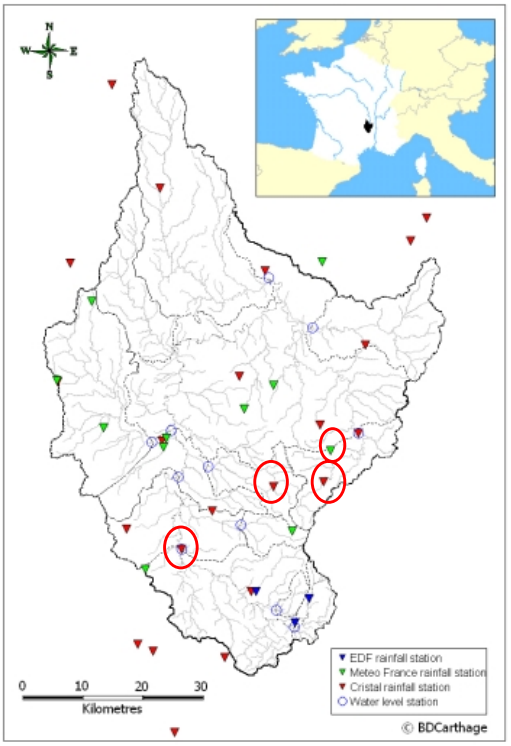


FIG. 7.5 – *Localisation des quatre postes sur lesquels la validation croisée est réalisée. De gauche à droite : Goudet, Machabert, Fay-sur-Lignon (au sud) et Mazet-Saint-Voy (plus au nord).*

Il faut noter que la validation du modèle va forcément souffrir du type de données utilisées. En effet, comme cela a été montré dans la présentation des données, pour un certain nombre de postes, les données qui nous ont été fournies - et qui sont des données de services opérationnels - ont une résolution temporelle inférieure à l'heure (cumuls sur deux heures, quatre heures). Ces données ont été traitées pour être mises au pas de temps horaire, et quelle que soit la technique de désagrégation temporelle utilisée, il n'est absolument pas garanti de pouvoir reproduire les intensités horaires observées.

1. Au-delà de la diversité volontaire des configurations, une contrainte sur le choix de ces pluviographes a consisté à essayer de conserver une assez longue série de mesures et de reconstitutions avec des postes suffisamment proches.

Il aurait bien sûr été possible pour la validation croisée de n'utiliser que les postes pour qui nous ont été fournies des données au pas de temps horaire (les postes Météo-France et EDF). Cependant, cela ne servirait qu'à repousser le problème, car les données qui servent à interpoler les valeurs lors de la reconstitution pour la validation croisée, restent des données de cumuls sur plusieurs pas de temps que l'on a désagrégées en données horaires (intensités inférieures aux intensités maximales observées).

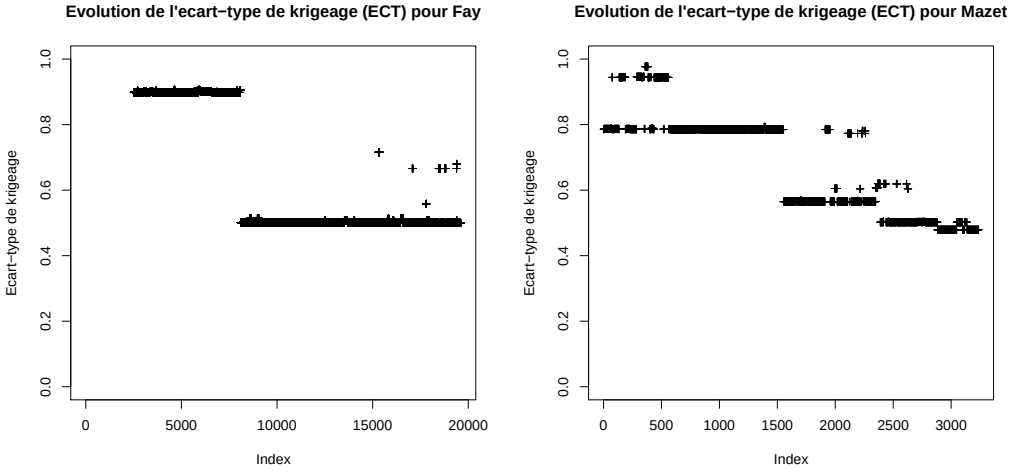


FIG. 7.6 – *Evolution de l'écart-type de krigeage pour 2 postes de validation croisée. Une valeur proche de 1 correspond à la plus forte incertitude sur l'estimation ponctuelle : cela correspond aux situations où le réseau est trop lâche pour être informatif au point que l'on cherche à reconstituer. Au contraire, une valeur qui tend vers 0, traduit la présence d'information à partir des points environnants pour expliquer une partie de la variance du point à reconstituer. Sur ces cas particuliers, il est notamment possible d'observer sur la figure de gauche la réduction de l'écart-type de krigeage liée à la mise en service en 1985 du poste de Machabert ; sur la figure de droite, l'écart-type de krigeage évolue plusieurs fois : au début, lors de pannes de postes proches (ECT proche de 1), puis en 1998 avec la mise en service de la station de Chambon sur Lignon et enfin en 2001, avec la mise en service de la station de St-Jeures. L'index correspond au nombre de pas de temps à partir de la mise en service de la station, pour lesquels le champ pluvieux est non nul.*

Sur la figure FIG.7.6 ont été tracés, les écarts types normés de krigeage pour la reconstitution de la valeur au droit de certains des postes de validation croisée. La valeur de cet écart-type de krigeage reflète à quel point les postes environnants sont informatifs pour reconstituer une valeur en un point donné : une valeur de 1 indique que la reconstitution par krigeage ne s'appuie sur aucun des postes alentour (cela signifie qu'ils sont situés au delà de la portée) ; quand cette valeur de l'écart-type de krigeage s'approche de 0, cela indique que un ou plusieurs postes se trouve(nt) à proximité du point à reconstituer et « contraignent » en quelque sorte le champ des possibles sur les points situés à proximité (FIG.7.7).

Les postes pour lesquels les écarts types normés de krigeage ont été tracés (FIG.7.6) sont tous deux situés sur le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon : Fay sur Lignon (1977-2003, poste du réseau CRISTAL de code K040991) et Mazet (1994-2003, poste Météo-France de code 43130002).

Le poste de Fay sur Lignon est isolé des autres postes en raison de la faible densité du réseau pluviographique lors des premières années d'étude et l'évolution de l'écart-type de krigeage (ECT) sur la figure FIG.7.6 (à gauche) permet de l'illustrer :

– de 1977 à 1985, le poste le plus proche (Monastier sur Gazeille) se trouve à 19.3 km ce qui est très proche de la valeur de la portée (25 km) et donc de la distance de décorrélation : l'écart-type de krigeage est proche de 1 ;

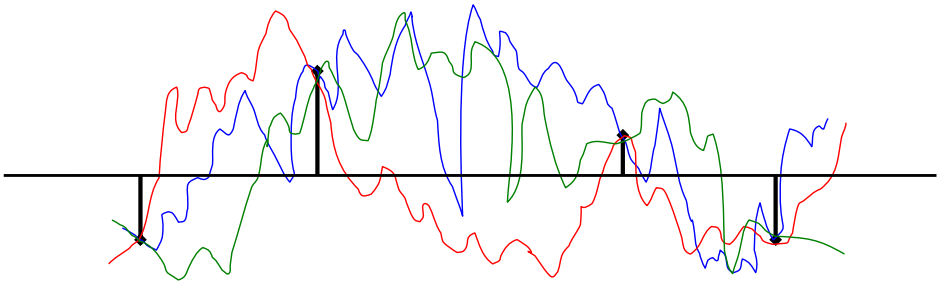


FIG. 7.7 – *Exemple de trois champs pluvieux (représentés sur une seule dimension) fournissant les mêmes valeurs ponctuelles. Le trait horizontal noir, épais, représente la valeur moyenne du champ pluvieux mesuré à travers les pluviographes. Les traits noirs verticaux représentent la mesure de la hauteur d'eau par rapport à la moyenne du champ pluvieux. Un trait indiqué dans la partie supérieure de l'image symbolise donc une hauteur de pluie supérieure à la moyenne du champ. La variabilité spatiale des champs pluvieux est représentée – probablement de manière un peu exagérée – par les traits de couleur. Des champs pluvieux proches, ou au contraire très différents dans l'espace, peuvent ainsi conduire aux mêmes valeurs mesurées. Le rôle de contrainte des mesures ponctuelles peut être noté.*

- à partir de fin 1985, le poste de Machabert, situé à une distance de 8.5 km, soit environ un tiers de la portée du variogramme, est mis en service et l'écart-type de krigeage est réduit à une valeur proche de 0.5 ;
- à partir de 1994, le réseau est renforcé sans modification notable au niveau de l'écart-type de krigeage par les postes Météo-France de Mazet (5.5 km) et des Estables (9.8 km) ;
- en 1998, le poste de Chambon vient compléter l'information (10 km) ;
- et finalement, en 2001, St-Jeures (9.6 km) est mis en service.

Ce poste situé sur la face nord-ouest des Cévennes présente de plus, la caractéristique d'un plus fort cumul annuel que ses voisins en raison de sa situation en altitude sur une partie du bassin soumise à de forts épisodes.

Le poste de Mazet-Saint-Voy est situé sur le même bassin mais plus au nord. Pour toute la durée d'étude (i.e. à partir de 1994), il se trouve à 8.5 km de Fay sur Lignon et, en cas de panne de ce dernier à 11.3 km de Machabert. Les écarts types de krigeage (FIG.7.6, à droite), correspondent aux situations suivantes :

- une valeur proche de 0.8, aux premiers pas de temps : la reconstitution est principalement renseignée par les postes de Fay sur Lignon (8.5 km), Machabert (11.3 km,), le Perthuis (16 km) et Yssingeaux (14.5 km) et l'écart type est proche de 1 en cas de panne de Fay ;
- à partir de 1998, la station du Chambon sur Lignon est mise en service (5.4 km) et l'écart-type de krigeage descend à 0.56
- enfin à partir de 2001, la station de St-Jeures est mise en service et l'écart-type de krigeage s'approche de 0.5

Les deux autres postes de validation croisée sont le poste de Goudet et le poste de Machabert sur lesquels il sera possible de trouver des informations en annexe.

7.2.1.2 Interpolation et extraction des valeurs reconstituées

Nous avons conservé les paramètres du variogramme choisi lors du krigeage en lame d'eau moyenne, i.e. un variogramme climatologique sphérique de portée 25 km, de palier 1 et de pépite 0. Le krigeage, interpolateur permettant d'estimer une valeur moyenne, a été utilisé sur une grille de

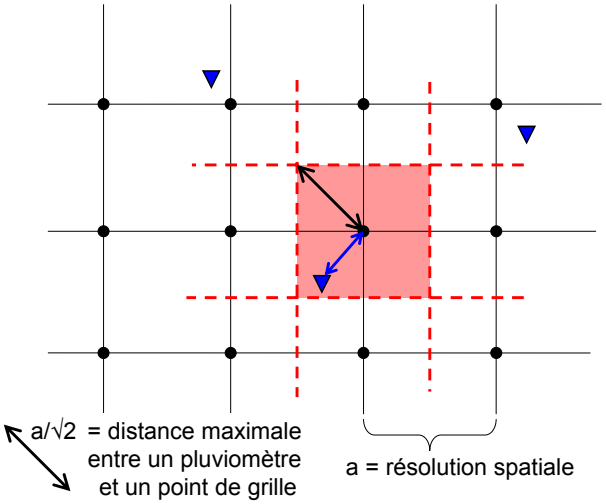


FIG. 7.8 – *Approximation des valeurs mesurées aux nœuds de grille les plus proches. La valeur reconstituée à partir du krigeage est calculée en faisant la moyenne des valeurs interpolées aux 4 nœuds les plus proches. L'écart-type d'estimation au pluviomètre est pris comme celui du nœud le plus proche.*

résolution dense : 2 km. Pour extraire les valeurs reconstituées aux postes en lacune, nous n'avons pas recalculé la valeur aux coordonnées exactes du poste (ce qui aurait nécessité une interpolation spatiale supplémentaire), mais pris (comme l'avait fait Laborde (1984)) comme approximation, la moyenne des pluies interpolées aux quatre noeuds les plus proches, la valeur de l'écart-type de krigeage étant celle au nœud le plus proche (soit distant de 1.4 km au maximum du point à évaluer).

7.2.1.3 Analyser les résultats

Pour l'analyse des résultats de la validation croisée, les critères proposés par Tabios & Salas (1985) et une partie de la démarche proposée par Thauvin (2000) sont repris et complétés.

Les valeurs reconstituées Soit i le point en lequel on effectue la validation croisée et Z_i^k l'observation réalisée en ce point pour l'événement k. La valeur reconstituée par krigeage ponctuel a pour expression :

$$\widehat{Z}^k(x_i) = \widehat{Z}_i^k = \sum_{\substack{j=1,\\ j\neq i}}^{n} \lambda_j^k . Z^k(x_j) \tag{7.16}$$

Les poids λ_j^k (en fait, λ_j car nous avons choisi de travailler avec un variogramme climatologique unique quel que soit le champ k) ont été calculés en résolvant le système de krigeage dont la ligne i a été retirée.

L'erreur d'estimation empirique L'erreur d'estimation empirique est l'erreur d'estimation qui est calculée en confrontant les sorties du modèle d'interpolation aux observations.

$$e_i^k = \widehat{Z}_i^k - Z_i^k \tag{7.17}$$

L'erreur d'estimation empirique standardisée D'après sa définition l'erreur d'estimation empirique standardisée est :

$$\varepsilon(k,i) = \frac{\widehat{Z}_i^k - Z_i^k}{\sigma_k} \tag{7.18}$$

Les erreurs d'estimation théoriques La variance d'estimation théorique a pour expression :

$$(\sigma_e^2)_i^k = \mu^k + \sum_{\substack{j=1,\\ j\neq i}}^{n} \lambda_j^k . \gamma_{ij} \tag{7.19}$$

La distribution théorique des erreurs d'estimation standardisées a été présentée avec le modèle d'erreur qui lui est associé. La comparaison des erreurs consiste à comparer les distributions ou caractéristiques des erreurs d'estimation standardisées empiriques et des erreurs d'estimation standardisées théoriques.

Si l'ensemble des hypothèses est correct, la distribution des valeurs de $\varepsilon(k,i)$ doit donc suivre une loi normale $\mathcal{N}(0,(\sigma_e)_i^k)$ de moyenne nulle et d'écart-type $(\sigma_e)_i^k$. Une première vérification graphique peut être réalisée visuellement (FIG.7.9) en traçant les distributions théoriques et empiriques.

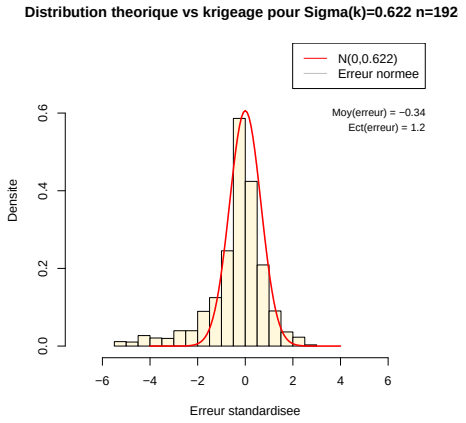


FIG. 7.9 – *Exemple de comparaison des distributions des erreurs d'estimation standardisées empiriques et théoriques.*

7.2.2 Résultats

Les sorties du modèle climatologique sont des valeurs normées par l'écart-type du champ σ_k (valeurs standardisées) alors que les observations (ce à quoi on veut se comparer) sont elles non normées, ce qui rend plus complexe l'analyse des résultats.

Les résultats de validation vont donc être présentés en plusieurs temps : (1) les résultats de validation croisée sur les valeurs reconstituées ; (2) les erreurs d'estimation qui leur sont directement liées ; (3) les résultats de la validation sur les erreurs standardisées ; les deux derniers points permettant d'évaluer en même temps les sorties du modèle d'interpolation et le modèle d'erreur. Cela sera suivi d'une discussion sur la relation entre les erreurs standardisées et les valeurs mesurées.

7.2.2.1 Analyse des valeurs de pluies $\widehat{Z}_i^k$ reconstituées et des erreurs d'estimation e_i^k

Les valeurs de pluies reconstituées Z_i^k Les séries observées et reconstituées sont comparées (TAB.7.1). Il apparaît que les moyennes des pluies observées et reconstituées sont proches [1] (sous-estimation à Fay et surestimation pour les autres postes) et les écarts types sont assez proches [2] (écarts inférieurs à 0.2 sauf à Fay (0.47)). Les maxima reconstitués sont assez largement inférieurs à ceux observés (TAB.7.1).

Bassin	Fay	Goudet	Machabert	Mazet
Moyenne (Pobs $\geq$ 0 mm)	0.43	0.25	0.25	0.33
Moyenne (Prec $\geq$ 0 mm)	0.33	0.29	0.38	0.38
Ecart-type (Pobs $\geq$ 0 mm)	1.48	0.92	0.87	1.27
Ecart-type (Prec $\geq$ 0 mm)	1.01	0.89	1.05	1.17
Maximum (Pobs en mm)	36.3	24.6	27.0	33.0
Maximum (Prec en mm)	26.0	19.9	20.4	25.8

TAB. 7.1 – *Moyennes, écarts-types et maxima des séries des pluies observées (Pobs) et des pluies reconstituées (Prec).*

Pour compléter cette analyse, les quantiles des séries ont été tracés (FIG.7.10) en distinguant les pluies positives des pluies strictement positives. Pour les quatre postes de validation croisée, le même comportement est observé : les valeurs des quantiles de $Pobs \geq 0$ sont les plus faibles, ensuite viennent les valeurs des quantiles de $Prec \geq 0$, de $Prec > 0$ et enfin de $Pobs > 0$. Cela fournit deux indications. La première d'entre elles (lorsqu'on compare uniquement les valeurs strictement positives) est que les valeurs reconstituées ont tendance à être sous-estimées lorsqu'on les compare aux observations (par exemple : environ 20% (quantile 0.8) des observations ont une valeur supérieure à 2 mm, alors que ce n'est le cas que pour environ 10% des pluies reconstituées non nulles). La seconde indication est obtenue en comparant entre elles les distributions des valeurs observées et reconstituées positives ou nulles. Il apparaît dans ce cas que les observations sont moins fortes que les reconstitutions. En croisant avec l'indication précédente (la reconstitution a tendance à sous-estimer les valeurs), cela révèle qu'il y a moins de pluies nulles parmi les valeurs reconstituées que parmi les valeurs observées. Ceci est confirmé par des analyses complémentaires en annexe C.3.1 (page 543) et peut vraisemblablement être expliqué en partie par la résolution des appareils de mesure de la pluie [3].

1. Les valeurs du test de Student, pour tester l'hypothèse d'égalité des moyennes, sont inférieures à 0.05 pour Goudet et Mazet, permettant d'accepter l'hypothèse. Elles sont supérieures à 0.05 pour les deux autres postes et dans le cas où on ne considère que les valeurs strictement positives des deux séries.

2. L'hypothèse d'égalité des variances est acceptée pour les postes de Goudet et Mazet (Test de Fisher) et rejetée pour les deux autres postes.

3. Les mesures de pluie sont réalisées à l'aide d'appareils à augets basculeurs dont la résolution volumétrique est 0.2 mm. Les pluies inférieures à cette valeur ne peuvent donc être mesurées en temps réel sur un poste donné.

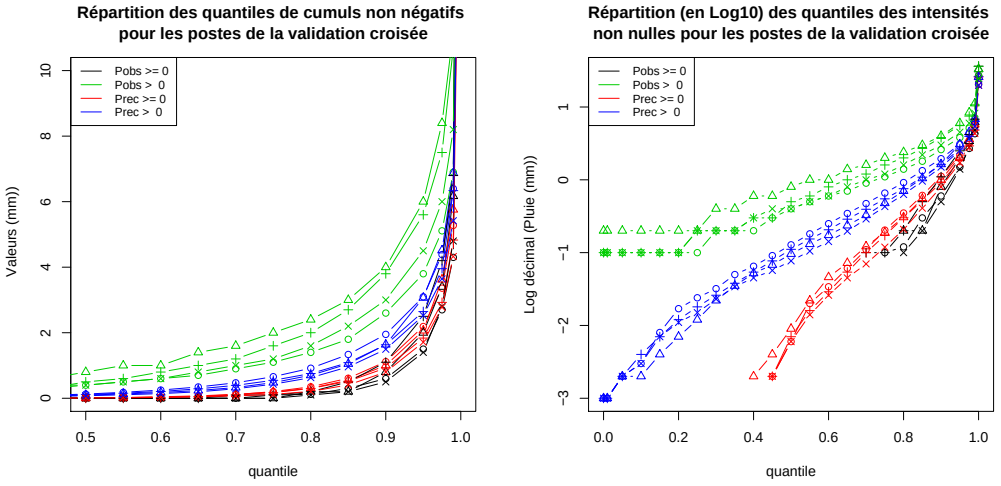


FIG. 7.10 – *Quantiles des valeurs de pluies non négatives pour les quatre postes d'analyse. Comparaison des séries observées et reconstituées en considérant les pluies non négatives et les pluies strictement positives. La figure de gauche, montre les évolutions différentes des séries à partir du quantile 50%. La figure de droite, en logarithme décimal, propose un zoom sur les faibles quantiles (les valeurs qui ne sont représentées tendent vers $-\infty$ en log (i.e. sont égales à 0.000)).*

On retiendra que les caractéristiques des pluies reconstituées (positives ou nulles) sont en adéquation avec les pluies observées (tendance à la sous-estimation). Pour permettre d'avoir une idée plus précise des comportements respectifs des séries – et notamment des répercussions des écarts détectés précédemment (de moyennes, d'écarts types, de quantiles) –, sur la figure FIG.7.11 ont été tracées les séries ordonnées des valeurs mesurées et des valeurs reconstituées. En gris, ont été

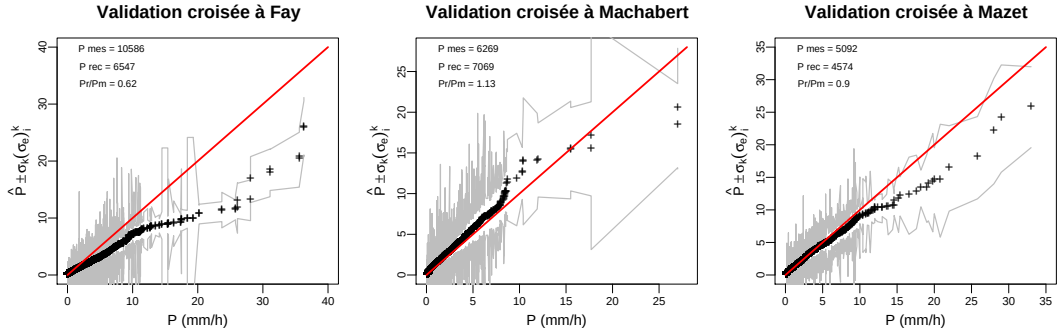


FIG. 7.11 – *Comparaison des séries ordonnées des quantiles des valeurs reconstituées $\widehat{Z}_i^k$ et des valeurs mesurées Z_i^k (+) pour 4 postes de validation croisée. Autour des valeurs reconstituées est tracé (en trait fin gris) l'écart-type de krigeage ponctuel $(\sigma_e)_i^k$ multiplié par l'écat-type du champ σ_k. Il est possible de noter que : (1) il existe un assez gros problème pour la reconstitution des données à Fay (tendance à une sous-estimation très nette) et (2), jusqu'à des intensités horaires de 8-10 mm/h, les distributions des données reconstituées et observées coïncident. Au delà, on observe une tendance à la sous-estimation, même si dans le cas de Machabert, on surestime parfois les valeurs.*

tracées les valeurs ponctuelles reconstituées $\pm$ l'écart-type de krigeage multiplié par l'écart-type du champ pour la valeur reconstituée, c'est-à-dire l'incertitude qui est proposée par le modèle d'erreur associé au modèle d'interpolation. Pour l'ensemble des postes de validation, on observe une

Au contraire, il suffit pour que la pluie reconstituée soit non nulle que les augets d'au moins un poste environnant basculent…

bonne adéquation entre les pluies reconstituées par le modèle d'interpolation et les observations pour des intensités inférieures à 10 mm de pluie par heure. Au delà de cette limite, les valeurs extrêmes sont plus ou moins bien simulées. On note en particulier, les biais importants pour les postes de Fay et Mazet.

Ainsi, les valeurs des pluies les plus fortes semblent poser problème, alors que ce sont précisément ces pluies qui vont avoir l'impact le plus important lors de la transformation pluie-débit. Sur la figure FIG.7.12 ont été tracées en rouge (croix) les observations ponctuelles supérieures à 5 mm, classées par ordre croissant. En gris (zone coloriée), est représentée, la zone «valeur reconstituée $\pm$ l'écart-type d'estimation non normé» $[\widehat{Z}_i^k - (\sigma_e)_i^k.\sigma_k \ ; \ \widehat{Z}_i^k + (\sigma_e)_i^k.\sigma_k]$. Il est possible d'observer la sous-estimation caractérisée que l'on avait déjà observée pour le poste de Fay-sur-Lignon, à l'aide de la figure précédente. Pour les autres postes, on observe également cette sous-estimation, mais de façon moins marquée. On peut noter que sur l'ensemble des postes, les quelques valeurs mesurées les plus fortes ne sont ni correctement simulées par le modèle, ni même dans l'intervalle de confiance à 68% (i.e. dans l'intervalle noté « $\pm$ Sigma » sur les figures).

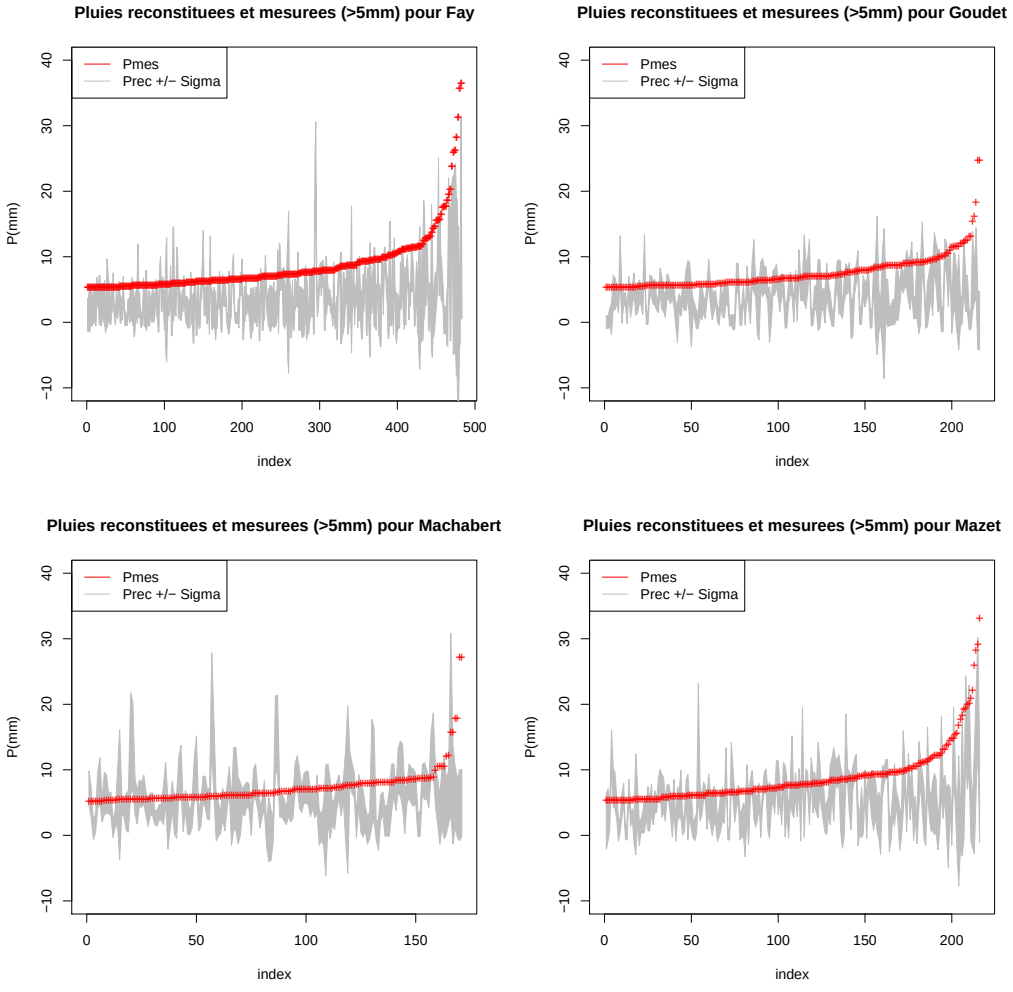


FIG. 7.12 – *Comparaison des séries ordonnées des valeurs mesurées Z_i^k supérieures à 5 mm et les valeurs reconstituées $\widehat{Z}_i^k$ correspondantes pour les 4 postes de validation croisée. Le produit de l'écart-type de krigeage $(\sigma_e)_i^k$ par l'écart-type du champ σ_k est noté «Sigma». La valeur de la pluie P(mm) ne peut être négative, les intervalles «Sigma» ont cependant été représentés dans leur intégralité.*

Ceci nous conduit à compter parmi les valeurs mesurées celles qui se situent dans différents intervalles de confiance centrés autour de la valeur reconstituée (TAB.7.2). Par exemple, la théorie dit que si une incertitude de $\pm\sigma$ est tolérée autour des valeurs reconstituées (par exemple à Goudet), alors 68% des valeurs mesurées doivent être comprises dans cet intervalle. On observe à partir

Poste Pluviographique	IC à 68% ($\pm\sigma$)	IC à 95% ($\pm 2\sigma$)	IC à 99.7% ($\pm 3\sigma$)
Fay	53.5	77.3	89.8
Goudet	59.4	80.7	90.3
Machabert	63.1	84.8	93.4
Mazet	59.8	81.8	91.0
Val. théorique	68.0	95.0	99.7

TAB. 7.2 – *Pourcentages de valeurs ponctuelles reconstituées pour les postes pluviographiques de validation croisée comprises dans les intervalles de confiances à* 68%*, à* 95% *et à* 99.7%*. (mesure de l'adéquation des erreurs empiriques à la théorie).*

du tableau TAB.7.2 que ce n'est pas le cas, et qu'il y en a un peu moins que ne le prévoit la théorie. Deux éléments peuvent provoquer ce décalage : le modèle d'interpolation peut être en partie défaillant ; le modèle d'erreur peut l'être également. Il est difficile de savoir quoi incriminer.

La sous estimation assez généralisée des valeurs les plus extrêmes peut être expliquée (EQ.7.20) par le fait que le champ ($var(Z_i^k)$)est plus variable que ce qui est reproduit par le modèle ($var(\widehat{Z}_i^k)$).

$$\begin{aligned} Z_i^k &= \widehat{Z}_i^k + e_k^i \\ var(Z_i^k) &= var(\widehat{Z}_i^k) + var(e_i^k) \end{aligned} \tag{7.20}$$

De cette dernière équation, découle la règle assez intuitive selon laquelle la moyenne (pondérée comme lors de l'utilisation du krigeage, ou même non pondérée) est toujours inférieure à la plus forte valeur. On ne peut donc pas, puisque le krigeage est un outil d'interpolation, reproduire des maxima de pluie pour un champ donné. Cette dernière difficulté pourrait être résolue ou contournée, soit à l'aide d'un krigeage sur des valeurs anamorphosées de pluie, soit à l'aide d'outils non linéaires, comme les outils fractals. Le krigeage sur les valeurs anamorphosées revient à travailler non plus sur des cumuls de pluie en une heure, mais sur des valeurs transformées (racine carrée, logarithmes) pour atténuer le rôle de cette forte variance lors de l'interpolation et ensuite pouvoir la reproduire par transformation inverse. Il faut cependant noter que (1) le krigeage lognormal repose sur des hypothèses strictes de stationnarité et de multilinéarité des transformées logarithmiques qui ne sont vraisemblablement pas respectées ici (Fouquet *et al.*, 2004) et (2) avec la transformation en racine carrée, comme en logarithme, il faut attirer l'attention sur le rôle central joué par la valeur 1 et donc le rôle crucial du choix de l'unité (mm, 1/10mm, etc). Il faudrait alors prendre comme pivot la valeur qui rend le plus *« gaussienne »* la distribution des valeurs du champs après transformation. Ces solutions n'ont pas été testées. Cependant, notre but, n'est pas ici, de reproduire au mieux le champ pluvieux : notre but est d'obtenir un modèle qui nous permette de calculer une lame d'eau moyenne optimale sur un bassin versant et de connaître les incertitudes qui y sont associées. Et le but de la présente validation croisée, est précisément de valider les hypothèses (parfois assez frustes) qui ont été réalisées, afin de pouvoir ensuite utiliser ce modèle.

Les erreurs d'estimation empiriques e_i^k Les erreurs d'estimation empiriques représentent l'écart entre les valeurs observées et les valeurs reconstituées, pour chaque pas de temps. Il est intéressant de confronter ces erreurs d'estimation empiriques aux erreurs d'estimation théoriques, issues

du modèle d'erreur. Cependant, les erreurs d'estimations théoriques sont en fait standardisées [1] (normées) et pour en obtenir des non standardisées, comparables aux erreurs empiriques, il est indispensable de générer des distributions théoriques. Ainsi, pour pallier cette difficulté, un algorithme de Monte-Carlo est utilisé : des erreurs standardisées sont tirées dans une loi normale centrée $\mathcal{N}(0,(\sigma_e)_i^k)$ et sont ensuite multipliées par l'écart-type libre du champ σ_k afin d'obtenir des erreurs simulées non standardisées. Une centaine de tirages ont été réalisés. Ce sont ces valeurs qui nous servent de référence pour évaluer les erreurs d'estimation empiriques.

Les distributions empiriques et les distributions théoriques sont donc ensuite comparées (FIG.7.13 ou FIG. C.7 à FIG.C.10 en annexe, pages 546–547) ainsi que leurs moyennes et écarts-types (TAB.7.3). Dans ce tableau, les caractéristiques (moyennes et écart-types) de ces erreurs simulées sont comparées à celles des erreurs empiriques pour des valeurs observées positives ou strictement positives.

	Fay	Goudet	Machabert	Mazet
Erreurs empiriques Pobs ≥ 0 : moyenne	-0.12	0.01	0.07	0.02
Erreurs empiriques Pobs ≥ 0 : écart-type	1.14	0.77	0.76	0.98
Erreurs simulées (100 tirages) : moyenne	0.00	0.00	0.00	0.00
Erreurs simulées (100 tirages) : écart-type	1.34	1.14	1.35	1.45

TAB. 7.3 – *Comparaison des moyennes et écarts types des valeurs reconstituées par la validation ponctuelle et des valeurs simulées à l'aide d'un algorithme de Monte-Carlo puis multipliées par l'écart-type libre du champ σ_k.*

Le modèle d'interpolation semble assez efficace : pour Goudet et Mazet, la moyenne des erreurs est presque nulle (dans le Goudet, la valeur du test de Student [2] est 0.08, dans le second cas 0.03) ; pour Fay et Machabert, un biais plus important est observé. Notons de plus, que les écarts-types empiriques encadrent les écarts-types simulés à l'aide du modèle d'erreur [3].

Enfin sur la figure FIG.7.13 sont tracées quelques distributions des erreurs empiriques et de celles simulées à l'aide de tirages et considérées comme référence (erreurs théoriques). Cette figure nous permet d'observer une bonne adéquation entre les distributions des deux séries.

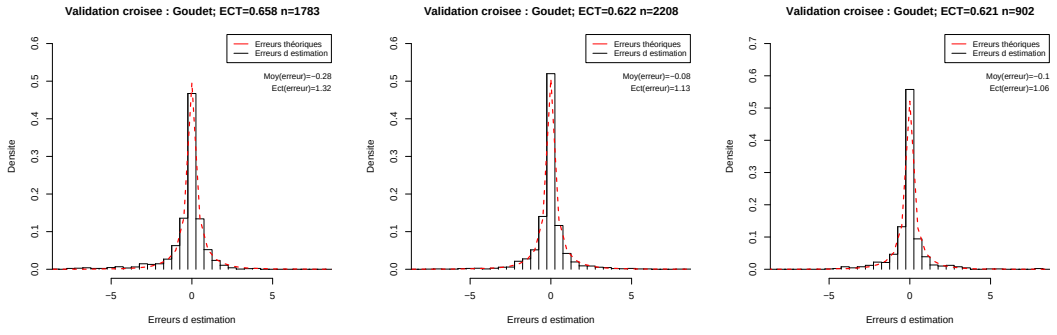


FIG. 7.13 – *Distributions des erreurs empiriques et théoriques pour le poste de Goudet : exemple pour quelques écart-type de krigeage ECT.*

1. En effet, la théorie ne dit pas quel doit être le comportement des erreurs vraies, elle impose seulement le comportement des erreurs standardisées.

2. Pour tester l'égalité des moyennes : une valeur supérieure à 0.05 incite à accepter l'hypothèse d'égalité.

3. Le cas des erreurs strictement positives est traité en annexe C.3.2 page 546. Il montre que dans ce cas-là, notre modèle d'erreur tend à parfois sous-estimer la variance des erreurs d'estimation réalisées, ce qui conduirait à nécessiter de recourir à un modèle d'erreur avec un écart-type plus important – ce qui revient à diminuer la portée du variogramme.

7.2.2.2 Analyse des erreurs d'estimation standardisées ε_i^k

Les sorties du modèle d'interpolation sont les valeurs reconstituées standardisées (avant d'être multipliées par l'écart-type libre du champ σ_k). C'est donc également sur ces valeurs et plus particulièrement sur les erreurs d'estimation standardisées [1] qui comparent les valeurs issues du modèle à des valeurs transformées des observations que l'on cherche à vérifier le modèle.

Adéquation des distributions théoriques et empiriques Dans un premier temps, il est possible de contrôler l'adéquation des distributions des erreurs standardisées empiriques à celles des erreurs standardisées théoriques. Sur la figure FIG.7.14 (et les figures FIG.C.11 à FIG.C.14 en annexe, pages 549–550), sont représentées pour chaque poste reconstitué et pour plusieurs configurations du réseau (les plus fréquentes) correspondant chacune à un écart-type de krigeage théorique (noté ECT), une courbe de distribution des erreurs d'estimation standardisées issues de la reconstitution, comparée à la distribution théorique : une distribution des erreurs théoriques selon une loi normale $\mathcal{N}(0,ECT)$ centrée en 0 et d'écart-type, l'écart-type de krigeage théorique $ECT = (\sigma_e)_i^k$.

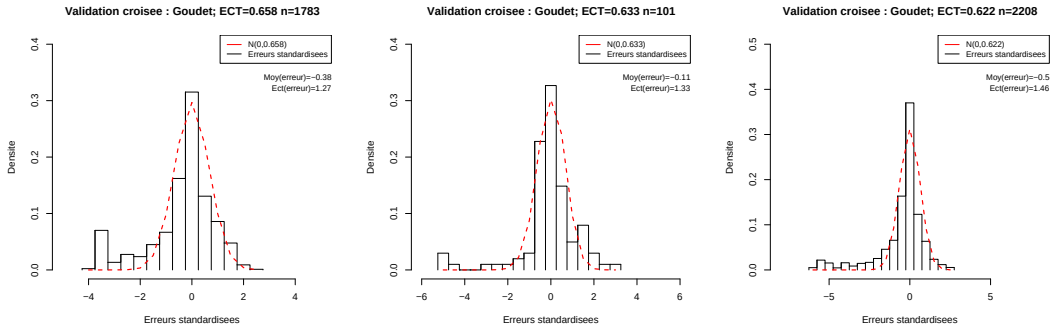


FIG. 7.14 – *Distribution des erreurs standardisées empiriques comparées aux distributions normales théoriques pour le poste situé à Goudet. Exemples pour quelques écart-type de krigeage (ECT). Les valeurs de ECT correspondent à des configurations de réseau données. Il est possible d'observer (1) un écart-type empirique $Ect(erreur)$ plus large que l'écart-type théorique ECT ; (2) la présence d'un second pic ; (3) davantage d'erreurs proches de 0 que celles prévues par la théorie.*

Il est tout d'abord possible d'observer que (1) les distributions empiriques et théoriques des erreurs standardisées se correspondent à peu près bien mais que (2) elles se superposent moins bien que ce n'était le cas pour les erreurs d'estimations vraies (cf. FIG.7.13). De plus, peuvent être notés, la plupart du temps :

- une distribution des erreurs empiriques plus étalée que la théorie ne le prévoit ;
- des erreurs standardisées négatives assez fortes faisant parfois apparaître un pic secondaire, et sinon, faisant au minimum baisser la moyenne des erreurs qui devient négative (biais) ;
- un nombre d'erreurs standardisées faibles (proches de 0) supérieur à celui prévu par la théorie.

Les caractéristiques des erreurs d'estimation standardisées sont résumées dans le tableau TAB.7.4. On y trouve les mêmes tendances que celles observées graphiquement : moyennes des erreurs négatives et écarts-types plus larges que la théorie.

1. Rappellons que les erreurs d'estimation standardisées ε_i^k sont obtenues en comparant les valeurs reconstituées $\widehat{Z_i^k}$ et les valeurs mesurées Z_i^k, et en normant ensuite cet écart par l'écart-type libre du champ σ_k (EQ.7.11).

Erreurs standardisées : toutes les données

Erreur	Fay	Goudet	Machabert	Mazet
moyenne	-0.59	-0.31	-0.25	-0.29
écart-type	1.10	1.16	1.12	1.11
effectif	7174	5067	6244	3068

Erreurs standardisées : données robustes

Erreur	Fay	Goudet	Machabert	Mazet
moyenne	-0.46	-0.11	-0.08	-0.14
écart-type	0.90	0.82	0.85	0.84
effectif	6787	4755	5911	2913
%	95%	94%	95%	95%

TAB. 7.4 – *Caractéristiques des erreurs d'estimation standardisées calculées sur l'ensemble des données (haut) et sur les données robustes (bas).*

Par l'analyse des données *« robustes* [1] *»*, on note que :

- ces caractéristiques (moyenne négative et écart-type trop élevé) sont réduites quand on ne conserve que les *« données robustes »* ;
- environ 95% des valeurs correspondent à des données robustes, ce qui est prévu, à peu près, par la théorie.

Ceci peut s'interpréter de la manière suivante : un faible nombre de valeurs pour lesquelles les erreurs d'estimation standardisées sont élevées influencent fortement l'analyse de l'ensemble des valeurs.

Dans le tableau TAB.7.5, sont synthétisés les pourcentages de valeurs dans les différents intervalles de confiance. Avec un modèle d'erreur parfait, les pourcentages empiriques doivent correspondre parfaitement aux pourcentages d'acceptation théoriques. Ces résultats montrent que pour de forts degrés de confiance (intervalles à 95% et 99%), le modèle d'erreur a tendance à sous-estimer les erreurs, alors que pour trois postes (Goudet, Machabert et Mazet), il y a davantage d'erreurs faibles que ne le suppose la théorie (IC à 68%).

Poste Pluviographique	IC à 68% ($\pm\sigma$)	IC à 95% ($\pm 2\sigma$)	IC à 99.7% ($\pm 3\sigma$)
Fay	65	88	97
Goudet	74	91	96
Machabert	73	92	97
Mazet	75	91	97
Val. théorique	68	95	99.7

TAB. 7.5 – *Pourcentages de valeurs d'erreurs ponctuelles standardisées de reconstitution pour les postes pluviographiques de validation croisée comprises dans les intervalles de confiances à* 68%*, à* 95% *et à* 99.7%.

De plus, d'après Lebel (1984), si le variogramme choisi est correct, lorsque l'on interpole par krigeage, la relation suivante doit être vérifiée :

$$R = \frac{1}{n}\left[\frac{\widehat{Z}_i^k - Z_i^k}{\sigma_k \cdot (\sigma_e)_i^k}\right]^2 \approx 1 \tag{7.21}$$

1. Les données robustes correspondent aux données pour lesquelles l'erreur d'estimation standardisée est inférieure à 2.5 en valeur absolue. Le concept de « données robustes » consiste à éliminer, pour l'analyse des résultats, les cas où les variances d'estimation standardisées sont très fortes (INERIS (2003) et Fouquet *et al.* (2004)).

Les valeurs obtenues [1] pour ces postes de validation croisée sont : 1.55 pour Fay ; 1.44 pour Goudet ; 1.33 pour Machabert ; 1.32 pour Mazet. Ces valeurs, trop élevées, indiquent que :

- soit, la valeur de l'écart-type de krigeage $(\sigma_e)_i^k$ est sous-estimée, c'est-à-dire que le modèle d'erreur n'est pas parfaitement adapté ;
- soit, l'erreur ε_i^k lors de la reconstitution est trop importante, c'est-à-dire que le modèle d'interpolation n'est pas adapté.

Champ pluvieux et valeurs des erreurs standardisées ε_i^k Certaines des erreurs standardisées sont donc plus importantes que ne le prévoit la théorie. Il s'agit maintenant de déterminer pour quelles gammes de pluies, ces erreurs sont trop élevées [2].

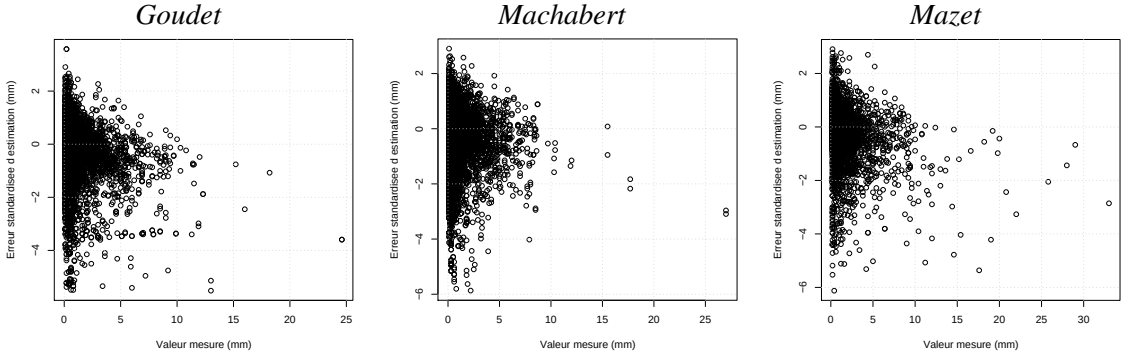


FIG. 7.15 – *Valeur de l'erreur d'estimation standardisée ε_i^k en fonction de la valeur de pluie mesurée Z_i^k : à Goudet (à gauche), Machabert (au centre) et Mazet (à droite).*

Pour pouvoir répondre à cette question, les erreurs standardisées ont été tracées en fonction des valeurs ponctuelles correspondantes mesurées (FIG.7.15). Une tendance apparaît : il semble que les erreurs standardisées les plus importantes correspondent la plupart du temps à des valeurs de pluies mesurées assez faibles - même si on trouve également des erreurs d'estimation standardisées fortement négatives pour de fortes valeurs de pluie (sous-estimation des intensités les plus fortes). La question se pose de savoir s'il s'agit (1) d'un effet d'échantillonnage (s'il y a davantage de valeurs de pluie mesurées faibles, il y a davantage de chance d'atteindre des valeurs plus fortes) ou si (2) cela est lié au calcul lui-même des erreurs standardisées, et notamment le fait de diviser l'erreur par l'écart-type du champ σ_k. Pour pouvoir répondre à cette question, la figure FIG.7.16 est tracée, permettant de relier ces erreurs standardisées à l'écart-type libre du champ.

Il est possible, sur cette figure (FIG.7.16) d'observer (encore plus clairement que sur la figure précédente (FIG.7.15)) la correspondance entre les plus fortes valeurs d'erreurs d'estimation standardisées et les cas où l'écart-type libre du champ est faible ; c'est-à-dire lorsque la moyenne du champ est faible [3].

1. Sur la région Cévennes-Vivarais, pour un pas de temps horaire, Lebel (1984) obtient les valeurs suivantes : 1.03 pour un premier sous-échantillon et 1.15 pour un second sous-échantillon de postes.

2. La question ne sera pas ici de savoir si il y a dépendance ou non entre les valeurs mesurées et les erreurs standardisées : il y a nécessairement une dépendance car les erreurs standardisées ont été calculées en divisant les erreurs d'estimation par la racine carrée de la variance libre du champ. La question est plutôt d'évaluer dans quelle mesure cette dépendance peut jouer sur l'évaluation des résultats et remettre en cause les modèles utilisés.

3. L'hétéroscédasticité, c'est-à-dire la qualité pour une variable de ne pas prendre des valeurs indépendamment de sa variance, a été observée sur ce champ pluvieux.

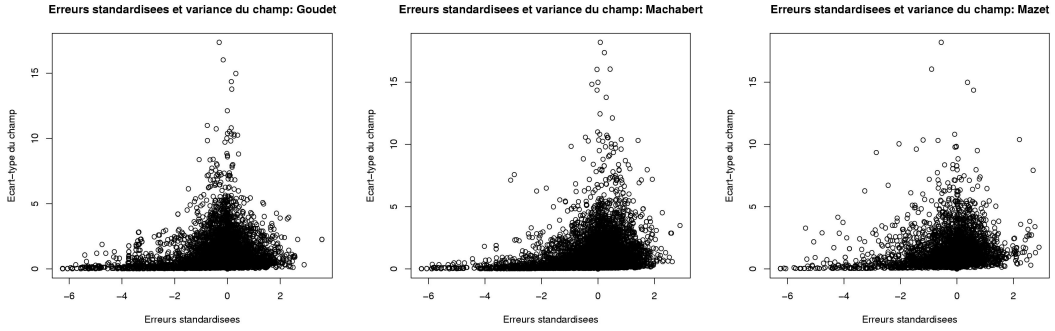


FIG. 7.16 – *Erreurs standardisées* ε_i^k *et écarts-types du champ* σ_k.

7.2.3 Conclusions sur la validation croisée

L'objectif L'objectif de cette validation croisée est de vérifier que les choix réalisés en 7.1 d'un modèle d'interpolation basé sur la littérature [1] et du modèle d'erreur qui lui est associé conviennent pour l'utilisation que l'on veut en faire, c'est-à-dire calculer des lames d'eau moyennes sur des bassins versants et évaluer les incertitudes associées à ces estimations.

Description du test Pour ce travail de validation croisée réalisé de manière non exhaustive (4 postes sur les 40 possibles), ont volontairement été choisis, des postes pour lesquels on présume que les intensités de pluie sont particulièrement difficiles à reconstituer à partir de données voisines soit car il s'agit de postes à forte pluviométrie et situés dans une zone pour laquelle on soupçonne une forte variabilité spatiale locale, soit car ce sont des postes peu informés (notamment les premières années de séries) par le réseau environnant.

L'analyse des valeurs reconstituées Cette analyse montre que les résultats du modèle (valeurs interpolées et incertitudes associées) sont en adéquation avec les valeurs observées ou calculées mais que la tendance à la sous-estimation est relativement généralisée : les valeurs les plus fortes ne sont pas reconstituées.

L'analyse des erreurs d'estimation Cette analyse montre que le modèle d'erreur sous-estime les erreurs qui sont observées entre la valeur mesurée et la valeur reconstituée, ce qui indique que le phénomène simulé est moins variable que le phénomène réel : la variance de krigeage sous-estime les erreurs. Tous ces résultats indiquent que les modèles choisis ne permettent pas de reproduire parfaitement les observations, cependant, les ordres de grandeurs apparaissent être les bons. De plus, les caractéristiques des erreurs vraies sont cohérentes avec les erreurs vraies théoriques générées à l'aide de simulations de Monte-Carlo (tirages dans le modèle d'erreur).

L'analyse des erreurs d'estimation standardisées Cette analyse fait apparaître des résultats plus modestes que dans le cas précédent. Les écarts par rapport à la théorie [2] sont plus importants

1. Mais dont les paramètres correspondent à peu près à ceux identifiées à partir des données.
2.

moyennes : biais négatifs (sous-estimation des valeurs interpolées) ;
écarts-types : plus larges que la théorie (donc phénomène réel plus variable que celui qui est modélisé) ;
distributions : davantage étalées, avec un pic secondaire (trop d'erreurs fortes).

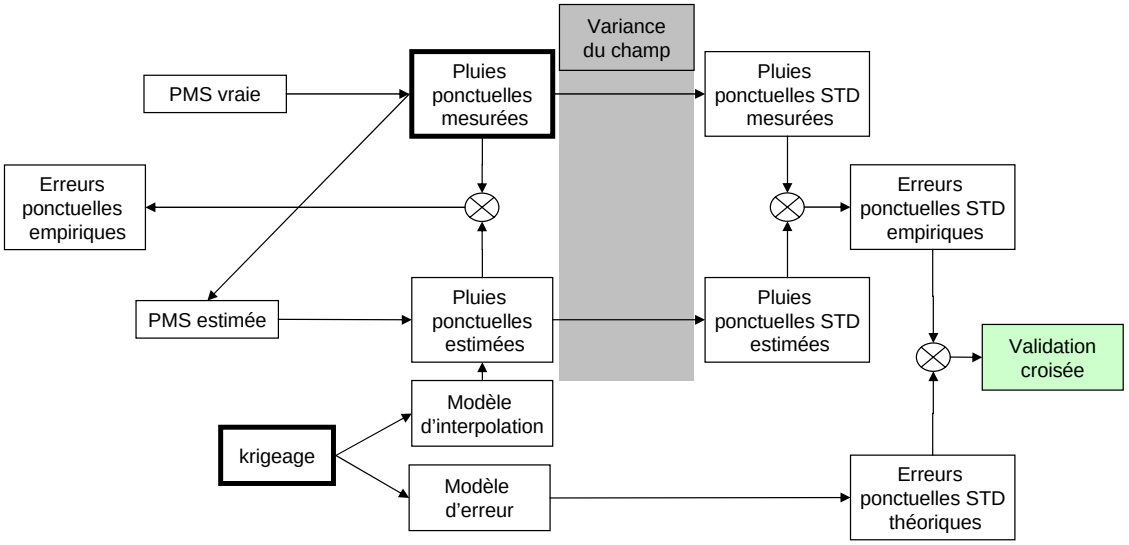


FIG. 7.17 – *Synthèse des différentes étapes conduisant à la validation croisée. Sont encadrés par un trait épais, les éléments en entrée de la démarche, c'est-à-dire des données et un modèle théorique. (STD = standardisées).*

que ce n'était le cas avec les erreurs d'estimation vraies. Cependant, l'analyse sur les données robustes montre qu'on ne commet une erreur d'estimation standardisée supérieure à 2.5 en valeur absolue que sur 5% des valeurs et que si ces dernières valeurs sont mises de côté, le biais vers les erreurs négatives est considérablement réduit et l'écart-type des erreurs d'estimation devient inférieur à 1. Il est montré par ailleurs que ces erreurs d'estimation fortes (supérieures à 2.5 en valeur absolue) sont la plupart du temps réalisées pour des valeurs de pluie mesurée et des écarts types libres de champ pluvieux faibles. Cela implique que la plupart des valeurs d'erreurs standardisées les plus fortes qui peuvent disqualifier le modèle choisi vont avoir un impact quasi nul à la fois lorsque l'on reconstitue une pluie ponctuelle (erreur vraie faible) et aussi quand on utilise ce modèle d'erreur pour propager une pluie moyenne au sein d'un modèle hydrologique (faible valeur de la pluie d'entrée et faible erreur d'estimation donc peu d'impact sur les simulations).

Conclusions En considèrant les résultats de validation, plusieurs éléments pourraient nous amener à disqualifier le modèle :

1. la présence de valeurs interpolées négatives,
2. la sous-estimation des valeurs ponctuelles les plus fortes,
3. la mauvaise reconstitution des valeurs ponctuelles appartenant aux champs pluvieux les plus faibles,
4. la variabilité du phénomène réel parfois sous estimée par le modèle [1].

Or, étant donné notre but, le modèle d'interpolation va être utilisé pour calculer des lames d'eau moyennes et le modèle d'erreur va servir à bruiter ces lames d'eau de manière réaliste. L'analyse des résultats de cette validation croisée nous incite à penser que les points relevés précédemment vont avoir un effet négligeable. En effet :

1. on a montré que la présence de valeurs négatives a très peu d'impact sur les précipitations moyennes spatiales – et ne biaise pas trop non plus le cumul annuel ;

1. Une explication possible pourrait être la suivante : dans un champ de pluie *« faible »*, si une station a une valeur forte, alors cela fait monter la variance du champ s_k^2, et donc réduit la variabilité du champ normé. Il faudrait alors utiliser les variables transformées (anamorphosées) pour limiter cet effet.

2. il peut être attendu que la sous-estimation des maxima ponctuels — liée au fait même d'interpoler des valeurs — aura un effet très limité quand on calcule la moyenne des interpolations sur une surface de bassin ;
3. on a montré que l'analyse sur les données robustes des erreurs standardisées donne de bons résultats et que les valeurs qui ont été enlevées du jeu de données robustes correspondent en fait à des valeurs de champs pluvieux très faibles. Cela signifie que quand ces erreurs standardisées vont être multipliées par l'écart-type du champ (proche de 0 car le champ est faible) pour obtenir des erreurs vraies, celles-ci vont être faibles ;
4. si, bien sûr, l'idéal aurait été d'avoir un modèle d'erreur parfait, la tendance à la sous-estimation est moins grave que la surestimation des erreurs : lorsqu'on interprétera la propagation de ces erreurs à travers un modèle pluie-débit, il faudra simplement garder à l'esprit que les fourchettes d'incertitudes peuvent être encore un petit peu plus larges.

Ceci nous incite à faire l'hypothèse que ces résultats mitigés issus à la fois de l'interpolation des valeurs, du choix du modèle d'erreur et de leur vérification par la validation croisée ne sont pas préjudiciables pour le reste du travail.

Synthèse du chapitre

Contexte La pluie est un phénomène plus ou moins corrélé dans l'espace. Cette corrélation spatiale dépend du pas de temps de travail, de la région (topographie essentiellement) et du type d'événements pluvieux (c'est-à-dire de la structure spatiale des systèmes précipitants) [1]. Cette dépendance spatiale permet d'utiliser des techniques d'interpolation pour estimer la quantité de pluie précipitée en certains points du domaine et d'en déduire des valeurs intégrées sur des surfaces, c'est-à-dire ce que l'on a appelé des précipitations moyennes spatiales (PMS).

Objectif du chapitre Le but de cette partie était d'estimer des valeurs optimales de précipitations moyennes spatiales et les incertitudes qui y sont associées afin de pouvoir ensuite propager dans des modèles hydrologiques des erreurs cohérentes avec ces incertitudes. Afin d'atteindre ce but, nous nous sommes donné un cadre de travail : celui de la géostatistique. Cet outil permet théoriquement d'apporter une solution à nos objectifs.

Le modèle choisi Comme le but de ce travail n'est ni de simuler précisément des champs pluvieux, ni de cartographier parfaitement un événement donné, mais se limite à l'obtention d'un modèle d'interpolation associé à un modèle d'erreur simple, facile à utiliser et convenable du point de vue des caractéristiques des erreurs d'estimation réalisées, nous avons décidé d'utiliser un variogramme climatologique en krigeage ordinaire. Il est apparu qu'un modèle (sphérique, sans effet de pépite, de portée 25 km pour un pas de temps horaire) référencé dans la littérature (Lebel, 1984) et déjà utilisé sur une région comprenant nos bassins d'étude est pertinent sur les données des bassins de la Loire Supérieure. Nous avons donc choisi ce modèle qui permet à la fois d'interpoler des pluies ponctuelles et de proposer un modèle d'erreur sur cette interpolation ponctuelle (c'est cet aspect du modèle qui a été vérifié par validation croisée) ; mais il fournit également les éléments pour pouvoir calculer une PMS et l'incertitude sur cette estimation qui lui est associée (c'est l'aspect du modèle que l'on utilisera pour propager des incertitudes sur la PMS dans les modèles pluie-débit).

Validation des hypothèses proposées De fortes hypothèses ont été réalisées à différentes étapes de travail : les hypothèses d'application du modèle, le choix et le paramétrage du modèle, le choix du modèle d'erreur. Nous avons donc mené une étape de vérification par une validation croisée ponctuelle. Cette méthode de validation croisée peut nous fournir une indication du bon fonctionnement – ou non – à la fois du modèle d'interpolation, du modèle d'erreur et de la qualité des données. Néanmoins, elle ne permet pas de savoir quoi incriminer lorsque les résultats ne sont pas complètement satisfaisants.

Les limites du modèle Un premier résultat est que les nombreuses hypothèses réalisées lors de l'utilisation du krigeage et lors du choix du modèle de variogramme, ne conduisent pas à des résultats complètement irréalistes, même si elles mettent en avant quelques défauts : sous-estimations importantes des valeurs ponctuelles les plus fortes et sous-estimations également des incertitudes

1. *« Il est vrai que, dans un bassin de plaine trois postes de mesure bien répartis donnent souvent une bonne approximation de la précipitation spatiale moyenne. Mais l'imprécision sur cette lame d'eau est très importante dans des situations convectives produisant des pluies irrégulières dans l'espace. »*, Garçon (2002)

qui sont associées à l'estimation de valeurs ponctuelles dans le cas de pluies observées à reconstituer non nulles. Ceci peut laisser penser qu'une ou plusieurs hypothèses réalisées sont trop sévères, dont celles posées :

- lors de la mise en œuvre du krigeage (conditions d'application du krigeage, choix et paramétrisation du modèle d'interpolation) ;
- lors du choix du modèle d'erreur (forme gaussienne)
- lors de la mise en œuvre du krigeage climatologique (hypothèse d'indépendance entre les erreurs standardisées et la variance du champ)

Accepter ce modèle Il nous semble cependant que l'effet des ces défauts relevés en validation ponctuelle n'est pas significatif sur des estimations moyennes (notamment les sous-sestimations des maxima ponctuels), et donc pas suffisamment important pour rejeter le modèle. Il faudra cependant garder à l'esprit dans toute la suite de ce travail sur les incertitudes de pluies, que le modèle que nous avons choisi simule un phénomène moins variable que le phénomène décrit et que les erreurs de simulation sont sous-estimées par le modèle d'erreur.

8 Dépendance temporelle des erreurs d'estimation des précipitations moyennes spatiales

Sommaire

Introduction 186
8.1 Dépendance temporelle des erreurs d'estimation 187
8.1.1 Présentation du problème 187
8.1.2 Ce qu'en dit la littérature 187
8.1.3 Étude de la dépendance temporelle des erreurs d'estimation 189
8.1.4 Synthèse sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation 192
8.2 Définition du modèle 192
8.2.1 Choix du modèle de corrélation temporelle des erreurs d'estimation . . 192
8.2.2 Possibilité du passage du modèle ponctuel au modèle spatial 193
8.3 Paramétrisation du modèle ponctuel 195
8.3.1 Le paramètre σ 195
8.3.2 Le paramètre ρ 196
8.3.3 Conclusion sur la paramétrisation du modèle 196
8.4 Validation du modèle 197
8.4.1 Méthodologie 197
8.4.2 Résultats 197
8.4.3 Discussion 198
Synthèse du chapitre 200

Introduction

La situation au début de ce chapitre Le chapitre précédent a permis de construire un modèle d'erreur sur l'interpolation spatiale des précipitations. En pratique, il serait d'ores et déjà possible d'utiliser ce modèle pour générer des séries d'erreurs, bruiter les précipitations moyennes spatiales (PMS) et les propager ensuite dans des modèles hydrologiques.

D'indispensables hypothèses sur la dépendance temporelle Néanmoins, les outils géostatistiques utilisés ici (modèle d'interpolation et modèle d'erreur) ont été développés pour interpoler des champs indépendants dans le temps. Pour pouvoir utiliser ces erreurs sur des séries temporelles de précipitations, il est nécessaire de faire des hypothèses sur l'indépendance des erreurs que l'on veut utiliser en entrée des modèles : doivent-elles être indépendantes dans le temps ou, au contraire, cette dépendance temporelle existe-t-elle, entre une erreur et la suivante ?

Une démarche de modélisation Il a été choisi dans le chapitre précédent de construire le modèle d'erreur en cohérence avec les données de cette étude. Ceci nous a conduit à utiliser un variogramme paramétré en adéquation avec les observations ; puis à vérifier le modèle sur des observations ponctuelles. Cette démarche de *« modélisation en cohérence avec les données »* va être prolongée pour ce qui concerne une éventuelle dépendance temporelle des erreurs à prendre en compte.

Plan pour ce chapitre La première étape est d'examiner si les erreurs d'estimation sur les pluies sont dépendantes dans le temps ou non. Si l'indépendance est vérifiée, alors il sera possible d'utiliser directement le modèle défini dans le chapitre précédent pour tirer et propager ces erreurs dans les modèles hydrologiques. Dans le cas contraire, il sera nécessaire de caractériser cette dépendance temporelle, d'en proposer un modèle et de le vérifier sur des observations. Ensuite, il sera possible, finalement, de propager les erreurs d'estimation de la PMS dans les modèles hydrologiques.

8.1 Dépendance temporelle des erreurs d'estimation

8.1.1 Présentation du problème

Les erreurs d'estimation Lorsque l'on choisit d'utiliser une valeur issue d'un calcul d'interpolation (ou, dans le cas de l'évaluation d'une lame d'eau moyenne spatiale, la somme de valeurs issues de ce calcul d'interpolation), on commet des erreurs d'estimation. Ces erreurs dépendent à la fois du type d'événement, de sa structure spatiale et de la topologie du réseau par rapport au point ou au bassin considéré. Ceci revient à dire qu'il faut que le réseau soit adéquat (en densité, en répartition spatiale (topologie)) pour pouvoir capturer la variabilité d'un événement au pas de temps utilisé.

Situation pouvant favoriser une dépendance temporelle des erreurs d'estimation Il existe des cas pour lesquels ces erreurs (surestimation ou sous-estimation de la pluie ponctuelle reconstituée par interpolation ou de la PMS sur le bassin) peuvent être répétées durant plusieurs pas de temps. Par exemple, durant quelques heures, des cellules orageuses peuvent se trouver entre les postes pluviographiques, sans les influencer[1] : les valeurs calculées à partir des mesures ponctuelles seront donc sous-estimées dans ce cas, conduisant également à une sous-estimation de la PMS (FIG.8.1). Un peu plus tard, les cellules pluvieuses peuvent se déplacer, passer au dessus des postes de mesure et alors on aura tendance à surestimer les valeurs ponctuelles environnantes, situées à une distance inférieure à la portée du poste pluviométrique ayant été touché mais non situés sous les cellules orageuses. Ces erreurs peuvent être répétées dans le temps, selon la vitesse de déplacement des cellules orageuses, conduisant donc à soupçonner l'existence d'une dépendance temporelle des erreurs d'estimation de la pluie.

8.1.2 Ce qu'en dit la littérature

Les modèles physiques de champs pluvieux prennent en compte cette dépendance temporelle (*cf.* annexe C.6.1.2, page 554). Il est également possible, comme le font Berne *et al.* (2004) sur un bassin urbain à Marseille de caler un variogramme pour représenter une *« portée temporelle »* des données. Mais cette dépendance temporelle des erreurs d'estimation de la PMS est finalement peu prise en compte dans les études d'impact sur la simulation des débits : ces études font en général l'hypothèse d'une indépendance des erreurs (par exemple Storm *et al.* (1989); Paturel *et al.* (1995)). Selon la situation (par exemple pour un pas de temps de travail large par rapport à la durée de vie des systèmes précipitants), cette hypothèse peut parfois être acceptée, même si souvent elle est simplement posée, sans vérification. Cette vérification nous semble d'autant plus nécessaire que Datin (1998) montre que dans le cas d'une prise en compte de la dépendance temporelle des erreurs d'estimation, l'effet sur les débits simulés est plus important qu'avec une hypothèse d'indépendance. Cette dépendance temporelle n'est donc pas forcément négligeable si on veut avoir une idée précise de l'incertitude sur les débits associée à la méconnaissance de la pluie précipitée. Le modèle proposé par Datin (1998) – et ensuite repris par Zin (2002) – est un modèle[2] auto-

1. Sun *et al.* (2000) fournissent un exemple de ce type de situation : il montre que sur un événement (environ 200 $m^3.s^{-1}$ pour un bassin d'environ 1000 km^2, une pluie moyenne calculée à partir d'un réseau de pluviomètres « manque » un des pics car le centre de la pluie passe entre les pluviomètres. La pluie moyenne à partir des pluviomètres est 4 mm alors qu'à partir du radar calibré sur le réseau sol, pouvant mieux capter la variabilité spatiale, elle est de 9 mm.

2. La formulation indiquée dans ces manuscrits soulève des questions. En effet, le modèle y est défini de la manière suivante :

$$\widehat{P} = P_t + \varepsilon_t \cdot \sigma_t \tag{8.1}$$

$$\varepsilon_t = \rho \cdot \varepsilon_{t-1} + \nu_t \tag{8.2}$$

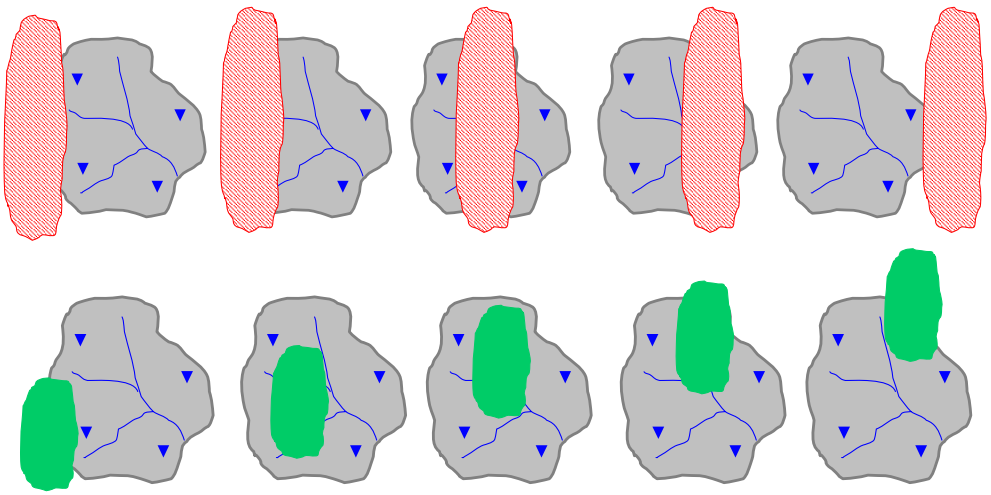


FIG. 8.1 – *Exemples de passages de cellules orageuses au-dessus ou entre les pluviomètres. Dans le premier cas (en haut), si le pas de temps de travail est celui des représentations proposées ici, les erreurs sur la PMS seront anti-corrélées : sous-estimation puis surestimation, puis sous-estimation, etc. Par contre si le pas de temps de travail est une fraction du pas de temps de représentation (par exemple, supposons que les images représentent la situation toutes les cinq heures et que le pas de temps de travail soit horaire), alors les erreurs sur la PMS vont être corrélées dans le temps. De même, dans le second cas (en bas), il est possible d'observer une sous-estimation qui perdure pendant plusieurs pas de temps (les trois figures de droite).*

régressif d'ordre 1. Le coefficient de ce modèle autorégressif a été estimé à partir d'images radar de bonne qualité.

Un modèle autorégressif d'ordre 1 est également proposé par Oudin (2004) pour l'erreur sur l'évapotranspiration [1] :

$$\widehat{PE}_t = PE_t \cdot exp\left[\varepsilon_t - \frac{\sigma^2}{2}\right] \tag{8.3}$$

avec :

$$\varepsilon_t = \rho \cdot \varepsilon_{t-1} + \sqrt{1-\rho^2} \cdot \sigma \cdot \nu_t \tag{8.4}$$

où :
- ε est une erreur autocorrélée ;
- PE et $\widehat{PE}$ sont les évapotranspirations calculées et bruitées à t ;
- ν est une variable aléatoire gaussienne – suivant une loi $\mathcal{N}(0,1)$;
- σ est un paramètre définissant une erreur aléatoire et pouvant varier.

Le terme $\sigma^2/2$ est utilisé pour que toutes les séries temporelles en entrée des modèles aient la même moyenne à long terme. Ce modèle a été utilisé pour bruiter des évapotranspirations journalières et comparer les résultats de la propagation d'erreur à des débits synthétiques. L'impact des erreurs sur la PMS a été étudié en parallèle mais avec des erreurs indépendantes [2].

où :
- P et $\widehat{P}$ sont les PMS calculées et bruitées à t
- ε_t est l'erreur standardisée conditionnelle ;
- ρ est un coefficient de corrélation à déterminer ;
- ν_t est une variable aléatoire indépendante tirée dans une loi $\mathcal{N}(0,1)$.

Cette formulation s'écarte des formulations de modèles autorégressif classiquement utilisées et ne permet en fait pas de conserver la variance des erreurs simulées... Une erreur de typographie ?

1. Dont la formulation de l'autocorrélation est plus classique.

2. Les résultats obtenus par Oudin (2004) sur les erreurs d'évapotranspiration montrent que celles-ci n'ont aucun effet ni sur les résultats de modélisation, ni sur les variables d'état du modèle. Cette insensibilité est expliquée par le rôle du réservoir d'humidité qui joue un rôle de filtre passe-bas. Que va-t-il en être pour les données de précipitations ?

8.1.3 Étude de la dépendance temporelle des erreurs d'estimation

La corrélation temporelle des données de précipitations a été étudiée dans la partie sur les données (*cf.* A.3.2.5, page 374). Nous nous attachons maintenant à caractériser la structure temporelle, non plus des pluies, mais des erreurs d'estimation. Pour suivre plus facilement notre démarche, il sera possible de s'appuyer sur la figure FIG.8.2 qui en retrace les principales étapes.

Utiliser les données ponctuelles Étant donné qu'on ne connaît pas la *« vraie »* PMS d'un bassin versant, la seule façon d'avoir accès aux erreurs d'estimation sur la lame d'eau moyenne pourrait être l'utilisation de lames d'eau radar, si la qualité de l'image est suffisante (bonne adéquation avec la réalité). Ceci a été fait par Datin (1998) pour le bassin de l'Ardèche, bassin voisin de la Loire supérieure. Pour un pas de temps de travail horaire, ont été mises en évidence : (1) l'existence d'une structure temporelle entre les erreurs d'estimation sur les lames d'eau moyennes et (2) la linéarité de cette dépendance (de coefficient de corrélation 0.7 pour le cas de l'Ardèche). Si le premier résultat, la dépendance temporelle, est certainement transposable à un bassin voisin (mais reste à vérifier), le second dépend largement du réseau en place (sa topologie et sa densité) et du type d'événements considérés. Ces résultats peuvent donc servir de référence et il s'agit maintenant d'examiner ce qu'il en est dans les cas des bassins de la Loire supérieure. Sur ces derniers bassins, l'information radar a été jugée difficile à utiliser, la structure temporelle des erreurs d'estimation a donc été évaluée sur les seules erreurs d'estimation disponibles : les erreurs d'estimation ponctuelles mises en évidence lors de l'étape de validation croisée (CHAP.7).

Erreurs vraies ou erreurs standardisées Lorsqu'il s'agit de **bruiter des pluies**, les erreurs qui sont utilisées – et ce sont donc ces valeurs qui se retrouvent en entrée des modèles hydrologiques – sont les *erreurs « vraies »*, c'est-à-dire les erreurs non normées par la variance du champ.

Lorsqu'il s'agit d'**étudier la dépendance temporelle** des erreurs d'estimation, c'est donc cette variable, l'erreur « vraie » qui semble logiquement la plus pertinente car c'est elle qui va indiquer s'il est nécessaire de prendre en compte, ou non, la dépendance temporelle des erreurs.

Lorsqu'il s'agit de **modéliser la dépendance temporelle** des erreurs, la variable « erreur vraie » ne peut cependant pas être prise en compte explicitement car le modèle d'erreur qui a été proposé dans le chapitre précédent porte non pas sur l'erreur vraie mais sur l'erreur standardisée. Ces erreurs d'estimation standardisées sont alors supposées issues d'une même loi (à l'écart-type de krigeage [1] près). Ceci n'est pas le cas des erreurs d'estimation vraies qui dépendent fortement de la variance libre du champ. C'est donc la dépendance temporelle des *erreurs standardisées* qu'il va s'agir de caractériser et de modéliser – si elle existe.

La figure FIG.8.3 permet de visualiser les comportements des erreurs standardisées et les erreurs vraies pour les valeurs ponctuelles reconstituées par krigeage. Il apparaît un comportement différencié des deux variables, erreurs vraies et erreurs standardisées. Les erreurs vraies peuvent prendre des valeurs importantes mais celles-ci semblent peu corrélées dans le temps. A ces fortes erreurs d'estimation (bas de la figure) ne correspondent pas forcément de fortes erreurs standardisées (maximum : -6). De plus, il semble apparaître, graphiquement, que les erreurs d'estimation standardisées sont davantage corrélées dans le temps que les erreurs vraies. Ceci est confirmé par la figure FIG.8.4 : la structure temporelle des erreurs d'estimation standardisées est plus importante (valeur du coefficient d'auto-corrélation plus élevée et portée temporelle [2] plus longue) que

1. Ou écart-type d'estimation empirique.

2. La portée temporelle est définie par analogie à la portée spatiale vue précédemment : il s'agit de la distance temporelle (c'est-à-dire l'écart de temps en heures) de décorrélation entre deux données.

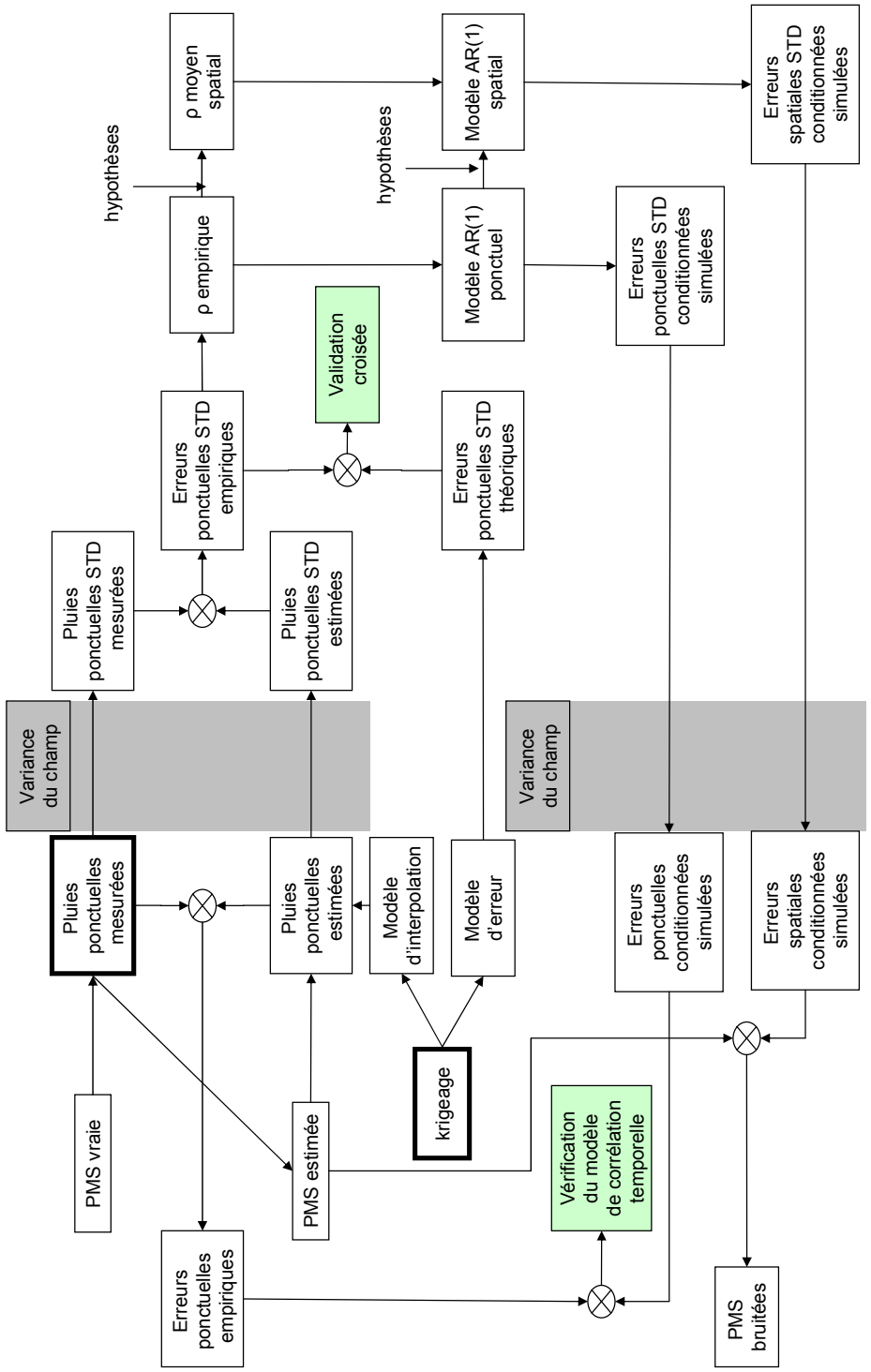


FIG. 8.2 – *Synthèse des différentes étapes conduisant à obtenir des PMS bruitées. Sont encadrés par un trait épais, les éléments en entrée de la démarche, c'est-à-dire des données et un modèle théorique. (STD = standardisées). Les deux étapes de validation sont représentées en vert. Au final, des PMS bruitées sont obtenues.*

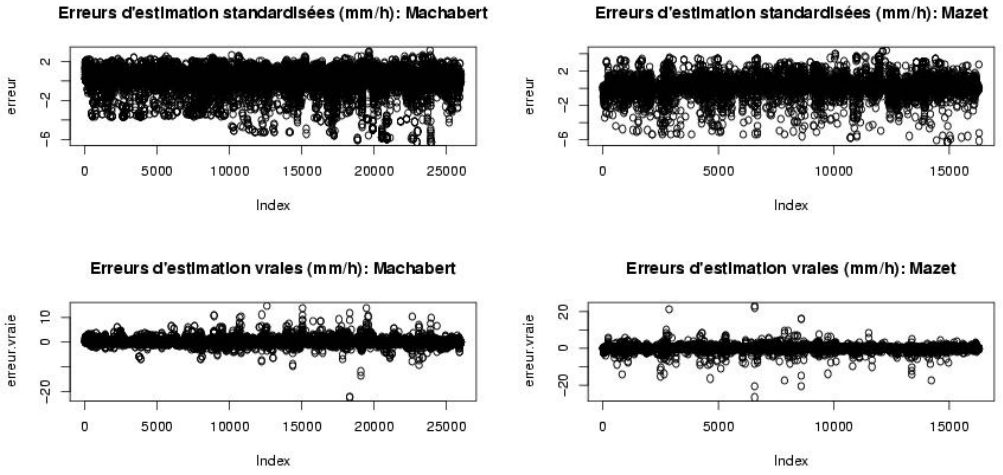


FIG. 8.3 – *Tracé des erreurs d'estimation standardisées (en haut) et des erreurs d'estimation vraies (en bas) pour les valeurs de pluies reconstituées sur 2 postes : Machabert (à gauche) et Mazet (à droite).*

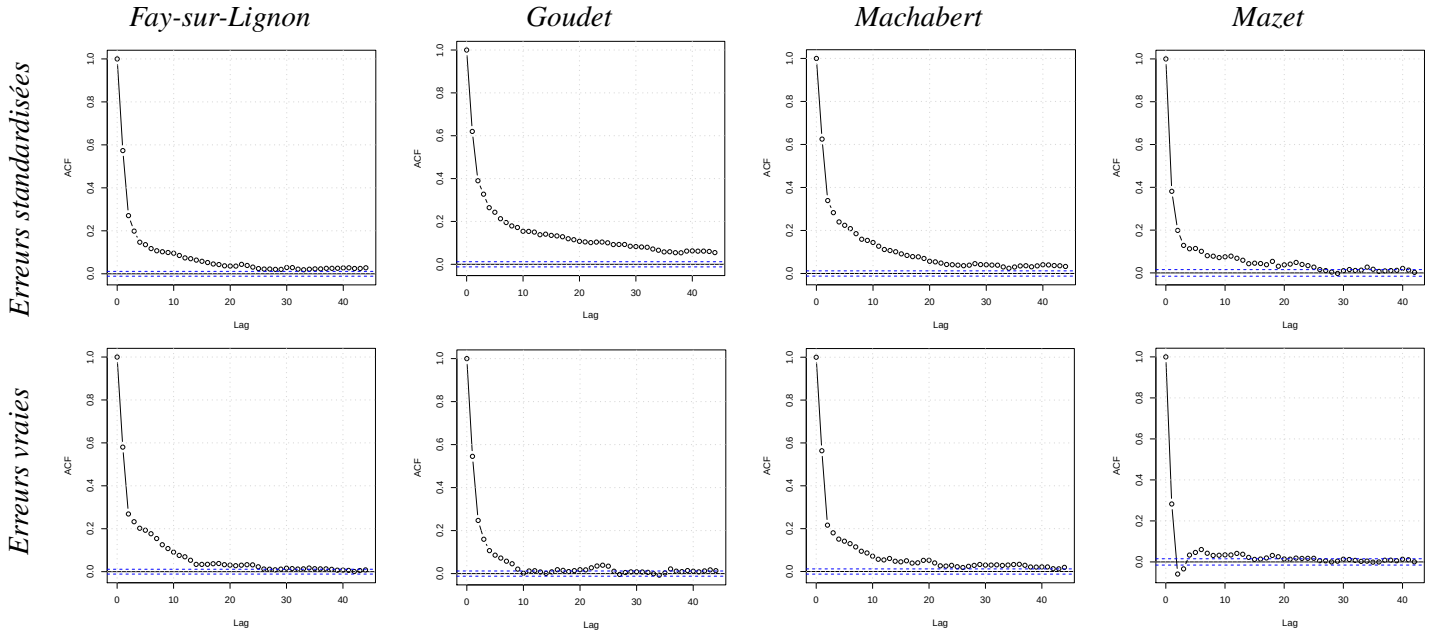


FIG. 8.4 – *Fonction d'auto-corrélation (corrélation en fonction de l'écart temporel) des erreurs d'estimation standardisées (en haut) et des erreurs d'estimation vraies (en bas) pour la reconstitution des pluies ponctuelles de quatre postes : Fay, Goudet, Machabert, Mazet.*

celle des erreurs vraies [1]. Ceci est observé très nettement pour les quatre postes choisis en exemple, même si des variabilités de comportement apparaissent d'un point à l'autre [2]. A partir de ces quatre exemples, il semble qu'une dépendance temporelle existe tant pour les erreurs vraies (la corrélation à une heure varie de 0.3 à 0.6) que pour les erreurs standardisées (la corrélation à une heure varie de 0.4 à 0.6). Ainsi, comme l'avaient constaté Datin (1998) et Zin (2002) sur les erreurs d'estimation moyennes sur le bassin de l'Ardèche, nous observons également une structure temporelle des erreurs d'estimation ponctuelles et l'hypothèse d'indépendance des erreurs d'estimation ne semble donc pas très réaliste sur ces jeux de données ponctuelles : il va donc être nécessaire de prendre en compte la dépendance temporelle de ces erreurs.

8.1.4 Synthèse sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation

Ainsi, il semble exister une dépendance temporelle de ces erreurs d'estimation. Nous considérerons les *erreurs d'estimation standardisées* comme la variable sur laquelle prendre en compte la dépendance temporelle. C'est donc cette variable qui pourra être utilisée pour *modéliser la dépendance temporelle des erreurs*. Dans la partie 7.2, il a été vu que l'analyse sur les erreurs standardisées dépend fortement des erreurs pour des champs (des PMS) de faible intensité. De plus, les erreurs vraies sont les variables que l'on veut obtenir finalement pour bruiter des PMS en entrée des modèles. C'est donc ces *erreurs vraies* qui vont être utilisées pour *valider le modèle* de prise en compte de la dépendance temporelle obtenue.

8.2 Définition du modèle

8.2.1 Choix du modèle de corrélation temporelle des erreurs d'estimation

Comme cela vient d'être vu, pour définir le modèle de corrélation temporelle des erreurs d'estimation ponctuelles, nous allons retenir les éléments suivants :

- la variable sur laquelle porte la corrélation temporelle est l'erreur d'estimation standardisée ;
- le modèle est un modèle auto-régressif [3] AR d'ordre 1.

Ce modèle va donc avoir la forme suivante :

$$\varepsilon_i^{t+\Delta t} = \rho_i \cdot \varepsilon_i^t + \sigma_i \cdot \sqrt{(1-\rho_i^2)} \cdot \nu_i \tag{8.5}$$

1. La plus forte corrélation temporelle des erreurs standardisées peut s'expliquer de la manière suivante : lorsque la variance libre du champ est faible (*i.e.* pour les pluies faibles (FIG.7.16), ce qui est le cas le plus fréquent), le dénominateur de l'expression de l'erreur standardisée (EQ.7.18) sera alors proche de 0 et l'erreur standardisée sera donc forte, ce qui va entraîner un grand nombre de valeurs successives assez fortes de l'erreur d'estimation standardisée et va donc hausser les valeurs du coefficient de corrélation.

2. Ces postes de validation croisée avaient été choisis (*cf.* 7.2.1, page 166) de manière à représenter des situations différentes (postes plus ou moins bien informées par les postes environnants ; type de données horaires ou désagrégées ; région où l'on suppose des structures spatiales plus ou moins importantes). Il semble que pour l'étude de la dépendance temporelle des erreurs d'estimation, ce soit ces choix qui entraînent des comportements très différents des erreurs d'estimation.

3. Pour un rapide rappel sur les modèles de corrélation sérielle : annexe C.5, page 553.

où :

ε_i^t et $\varepsilon_i^{t+\Delta t}$ sont les erreurs d'estimation standardisées réalisées à t et $t+\Delta t$ au point x_i

Δt est choisi égal à 1 heure

ρ_i est le coefficient d'autocorrélation pour la série des erreurs standardisées en x_i (et dépend de Δ_t)

ν_i est un bruit blanc tiré dans une loi normale $\mathcal{N}(0,1)$

$\sigma \cdot \sqrt{1-\rho^2}$ est un terme permettant de conserver la variance des erreurs

σ_i est l'écart-type des erreurs d'estimation standardisées ponctuelles ε_i

8.2.2 Possibilité du passage du modèle ponctuel au modèle spatial

Un modèle AR(1) est donc proposé pour prendre en compte la dépendance temporelle des erreurs d'estimation. Comme dans le chapitre précédent (CHAP.7), il s'agit ici d'obtenir un modèle sur les lames d'eau spatiales. Mais, comme dans le chapitre précédent également, il n'est possible de paramétrer et de vérifier ce modèle d'erreur que sur les valeurs ponctuelles. C'est donc ce que nous allons faire dans les parties à venir, par défaut. Mais avant cela, examinons s'il est possible, une fois un modèle sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation ponctuelles obtenu et validé, d'en déduire un modèle sur les erreurs d'estimations spatiales.

8.2.2.1 Quelques hypothèses

Le passage d'un modèle de dépendance temporelle des erreurs d'estimations ponctuelles aux erreurs d'estimation spatiales peut être réalisé, moyennant quelques hypothèses.

Hypothèses liées à l'interpolation spatiale des pluies Toutes les hypothèses réalisées lors de la mise en œuvre du krigeage ordinaire (*cf.* CHAP.7) sont maintenues.

Hypothèse sur le modèle de dépendance temporelle des erreurs On suppose que le modèle AR(1) proposé est bien adapté à simuler la dépendance temporelle des erreurs d'estimation ponctuelles et spatiales[1].

Hypothèses sur le coefficient de corrélation Pour pouvoir passer de la dépendance des erreurs ponctuelles à celle des erreurs spatiales, nous faisons une hypothèse d'homogénéité du coefficient ρ, c'est-à-dire qu'on considère, qu'il est indépendant de la position dans l'espace, *i.e.* de la topologie du réseau environnant. Cela n'a bien sûr, aucune raison d'être le cas, compte tenu des explications invoquées plus haut sur les sources des dépendances des erreurs d'estimation. Néanmoins, s'il s'avérait que des valeurs de ρ peu variables d'un poste à l'autre étaient obtenues, cela pourrait être une approximation – grossière mais – bien utile. Supposons pour l'instant que l'on puisse la poser :

$$\forall i,\ \rho_i \approx \overline{\rho} \tag{8.6}$$

8.2.2.2 Le modèle sur les erreurs ponctuelles

Le modèle proposé pour les erreurs ponctuelles est le suivant :

$$\varepsilon_i^{t+1} = \rho_i \cdot \varepsilon_i^t + \sigma_i \cdot \sqrt{(1-\rho_i^2)} \cdot \nu_i \tag{8.7}$$

1. Ceci sera vérifié par la suite lors de la validation ponctuelle.

où :

ε_i^t et $\varepsilon_i^{t+\Delta t}$ sont les erreurs d'estimation standardisées ponctuelles en x_i à t et à $t+\Delta t$
ρ_i est le coefficient d'auto-corrélation de la séries de erreurs d'estimation en x_i
ν_i est un bruit blanc tiré dans une loi normale $\mathcal{N}(0,1)$
σ_i est l'écart-type des erreurs d'estimation en x_i.

8.2.2.3 Passage des erreurs ponctuelles aux erreurs moyennes spatiales

Le calcul d'une pluie moyenne spatiale P_S est une combinaison linéaire de valeurs ponctuelles P_i. Il est possible d'écrire :

$$\begin{aligned} P_S^t &= \frac{1}{S}\int\int_S \lambda_i^t P_i^t dxdy \\ &= \frac{1}{S}\int\int_S \lambda_i^t (\widehat{P_i^t} + \varepsilon_i^t) dxdy \\ &= \frac{1}{S}\int\int_S \lambda_i^t \widehat{P_i^t} dxdy + \frac{1}{S}\int\int_S \lambda_i^t \varepsilon_i^t dxdy \\ &= \widehat{P_S^t} + \varepsilon_S^t \end{aligned}$$

où :

$\widehat{P}$ est la pluie estimée (ponctuelle ou spatiale, selon le cas)
P est la pluie réelle (ponctuelle ou spatiale, selon le cas)
ε est l'erreur d'estimation (ponctuelle ou spatiale, selon le cas)

Soit ε_i^{t+1} tel que défini en EQ.8.7. Alors, en raisonnant dans le cas discret :

$$\varepsilon_S^t = \frac{1}{N}\sum_i^N \cdot \varepsilon_i^t \tag{8.8}$$

$$= \frac{1}{N}\sum_i^N (\rho_i \cdot \varepsilon_i^{t-1} + \sigma_i \cdot \sqrt{1-\rho_i^2} \cdot \nu_i) \tag{8.9}$$

$$= \frac{1}{N}\sum_i^N (\rho \cdot \varepsilon_i^{t-1} + \sigma_i \cdot \sqrt{1-\rho^2} \cdot \nu_i) \tag{8.10}$$

$$= \rho \cdot \frac{\sum_i^N \varepsilon_i^{t-1}}{N} + \sqrt{1-\rho^2} \cdot \frac{\sum_i^N \sigma_i \cdot \nu_i}{N} \tag{8.11}$$

$$= \rho \cdot \varepsilon_S^{t-1} + \sqrt{1-\rho^2} \cdot \sigma_S \cdot \nu_S \tag{8.12}$$

Le passage de EQ.8.8 à EQ.8.9 se base sur la définition de la relation des erreurs temporelles ponctuelles (*cf.* EQ.8.7). Pour passer de EQ.8.9 à EQ.8.10, l'hypothèse selon laquelle ρ est le même en tout point de l'espace est utilisée. Pour passer de EQ.8.11 à EQ.8.12, on pose qu'il existe σ_S tel que cela soit vérifié.

où :

ρ est le coefficient de corrélation temporelle moyen (indépendant de sa position dans l'espace)
σ_S devant en théorie permettre de conserver l'écart-type des erreurs. Il est ici défini comme la moyenne des écarts-types des erreurs ponctuelles (on fait l'hypothèse qu'elle correspond bien à l'écart-type des erreurs spatiales).
ν_S est une variable aléatoire suivant la loi $\mathcal{N}(0,1)$ (somme de deux variables aléatoires supposées indépendantes et suivant la loi $\mathcal{N}(0,1)$).

Ainsi, moyennant plusieurs hypothèses fortes (notamment l'indépendance de la position dans l'espace de ρ et le fait que l'écart-type de l'erreur moyenne soit égal à la moyenne des écarts-types des erreurs), la relation suivante peut être obtenue :

$$\varepsilon_S^{t+1} = \rho \cdot \varepsilon_S^t + \sigma_S \cdot \sqrt{(1-\rho^2)} \cdot \nu_S \tag{8.13}$$

8.2.2.4 Étude empirique de la possibilité d'un coefficient de corrélation temporelle moyen

Nous avons donc fait l'hypothèse qu'il existe un coefficient de corrélation moyen $\hat{\rho}$ tel que la dépendance temporelle des erreurs sur les PMS soit définie et qui permette également de traduire la relation temporelle des erreurs d'estimation ponctuelles.

Sur la figure FIG.8.5, nous avons tracé pour quatre postes pluviographiques, et pour chaque configuration de réseau rencontrée (i.e. chaque écart-type d'estimation théorique ECT) les valeurs des coefficients d'auto corrélation à 1 pas de temps.

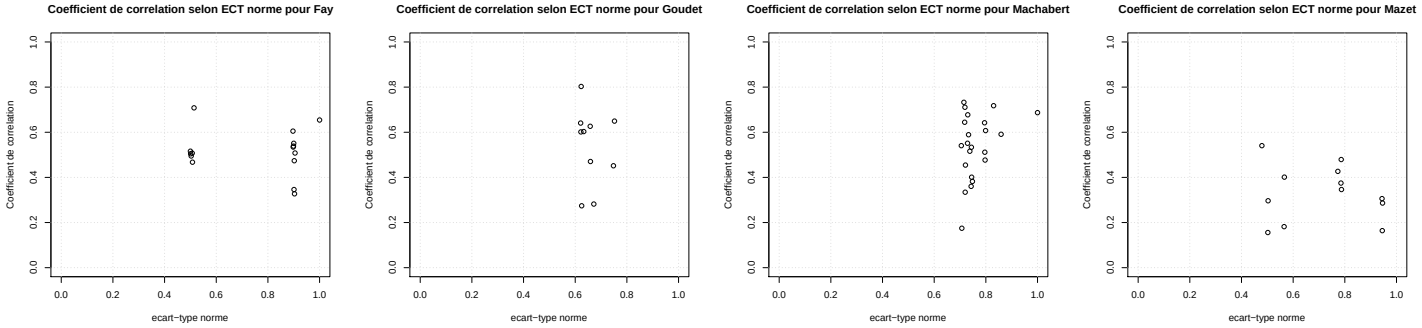


FIG. 8.5 – *Evolution du coefficient d'auto corrélation à un pas de temps des erreurs standardisées selon la valeur de l'écart type d'estimation théorique.*

Il ne semble pas y avoir de relation forte entre la valeur du coefficient d'auto-corrélation des erreurs d'estimation standardisées et la valeur du coefficient de corrélation temporelle (c'est-à-dire, la façon dont est « informé » le point à reconstituer). Pour les quatre postes considérés, les valeurs du coefficient d'autocorrélation varient de 0 à 0.8 environ, ce qui est très variable. Comme il n'est pas possible d'exprimer une valeur de ρ en fonction de l'écart-type de krigeage, l'idée est de déterminer un coefficent de corrélation « moyen » valable sur l'ensemble des données d'un même poste, valeur moyenne correspondant au mieux à l'ensemble de la série.

8.3 Paramétrisation du modèle ponctuel

Il s'agit maintenant de caler le modèle défini plus haut (EQ.8.5). Les paramètres du modèle sont :

- l'écart-type des erreurs d'estimation ponctuelle : σ_i
- le coefficient de corrélation : ρ

8.3.1 Le paramètre σ

Le paramètre σ doit permettre de reproduire la variance des erreurs d'estimation, c'est-à-dire que :

$$\varepsilon_i^{t+\Delta t} = \begin{cases} \sigma_i \cdot \nu_i, & \text{si } \rho = 0 \\ \varepsilon_i^t, & \text{si } \rho = 1 \end{cases} \tag{8.14}$$

avec ν_i une variable aléatoire suivant une loi $\mathcal{N}(0,1)$. De plus, d'après la théorie, ε suit une loi normale $\mathcal{N}(0,\sigma_e)$, et en pratique, l'écart-type des ε est [1] :

$$ecart-type(\varepsilon) = \sqrt{E(\varepsilon^2) - (E(\varepsilon))^2} = \sqrt{E(\varepsilon^2)}.$$

Reproduire les erreurs empiriques... Si on veut que les erreurs simulées par le modèle de dépendance temporelle aient la même distribution que les erreurs ponctuelles d'estimation empiriques obtenues par krigeage (*i.e.* celles issues de la validation croisée), alors il faudra imposer σ égal à l'écart-type de ces erreurs.

...ou théoriques ? Au contraire, si on veut que ces erreurs reproduisent la distribution théorique des erreurs (c'est-à-dire celle issue du modèle d'erreur du krigeage), alors il faudra imposer σ égal à l'écart-type d'estimation théorique ponctuel (ou écart-type de krigeage).

Choisir Faire le premier choix nous permettrait de mieux reproduire la variance des erreurs d'estimation observées (et d'obtenir de meilleurs résultats lors de la phase de validation). Cependant, ce choix dépend par sa définition même du jeu de réalisations considérées. Le second choix présente l'avantage séduisant de permettre de conserver un modèle théorique et de raisonner à partir de lui. C'est ce choix que nous allons faire [2], même si d'après ce qui a été vu dans la partie 7.2, les écarts types d'estimation empiriques et théoriques s'écartent parfois ce qui risque d'avoir des répercussions sur les résultats de validation.

8.3.2 Le paramètre ρ

Le paramètre ρ devrait être égal à la valeur du coefficient d'autocorrélation temporelle des erreurs empiriques pour chaque poste. Ces valeurs de coefficients varient à la fois selon le poste mais également selon l'écart-type de krigeage (*cf.* 8.2.2.4). Pour fixer les idées, en première approximation, la moyenne de tous les coefficients d'autocorrélation (pour chaque poste et chaque écart-type de krigeage rencontré) a été calculée : elle vaut 0.56 [3].

8.3.3 Conclusion sur la paramétrisation du modèle

Pour la modélisation des erreurs ponctuelles, le paramètre σ devrait être fixé égal à la valeur moyenne de l'écart-type d'estimation théorique pour un poste donné ; et ρ à la valeur du coefficient de corrélation temporelle pour un poste donné.

Comme nous voulons pouvoir utiliser cette relation sur les PMS, on va utiliser *a priori*la valeur empirique du coefficient de corrélation moyen et vérifier *a posteriori*sur une validation ponctuelle qu'elle convient bien (en montrant que d'autres valeurs auraient donné des résultats moins bons).

De même, le paramètre σ est estimé non pas à partir de l'écart-type des erreurs empiriques, mais à partir de l'écart-type des erreurs théoriques (c'est-à-dire le seul qui soit accessible *a priori*en validation ponctuelle et le seul qui soit accessible pour simuler des erreurs corrélées dans le temps sur les lames d'eau moyennes).

1. Les ε suivant une loi $\mathcal{N}(0,\sigma_\varepsilon)$, leur espérance est nulle.

2. Cela avait également été le choix de Datin (1998) pour les erreurs spatiales.

3. Cette valeur n'est pas très éloignée de la valeur obtenue pour la dépendance temporelle des lames d'eau spatiales sur le bassin de l'Ardèche par Datin (1998) à partir des images radar, même si il n'y a aucune raison *a priori*pour que ces valeurs soient proches.

8.4 Validation du modèle

8.4.1 Méthodologie

Le modèle de corrélation temporelle relie les erreurs standardisées entre elles. Mais, conformément à ce qui a été proposé dans la partie introductive de ce chapitre, ce modèle d'erreur sera vérifié non pas sur les erreurs standardisées mais directement sur les erreurs vraies, c'est-à-dire celles qui nous intéressent, au final.

Il n'est possible d'observer directement l'effet de la corrélation temporelle des erreurs que sur des erreurs cumulées. Par exemple pour un cumul sur 6 heures, l'erreur sur la deuxième heure va dépendre de celle sur la première heure ; celle sur la troisième heure va dépendre de celle sur la deuxième, etc. Plus cette durée de cumul augmente, plus l'effet de la corrélation temporelle des erreurs sera visible.

Pour chacun des postes i de la validation croisée, pour σ et ρ donnés, nous procèdons donc de la manière suivante :

- initialisation avec une première erreur standardisée ε_1 tirée dans une loi $\mathcal{N}(0,(\sigma_e)_i^1)$;
- tirage de la série de variable ν pour tous les pas de temps ;
- calcul de la série d'erreurs standardisées ε_t ;
- calcul d'erreurs (en intensités moyennes) sur des cumuls de 2, 4, 6, 12 et 24 heures ;
- pour chaque durée de cumul : calcul des moyennes, écarts-types, quantiles.

Ensuite les valeurs cumulées obtenues avec les mêmes caractéristiques (moyennes, écarts-types, quantiles) sont comparées avec les cumuls (rapportés au nombre de pas de temps) des erreurs issues de la validation croisée.

Pour vérifier que les paramètres choisis lors du calage ne sont pas moins bons que d'autres valeurs de paramètres, nous présentons – et comparons –les résultats qui seraient obtenus avec ces autres valeurs de paramètres σ et ρ (celles-ci ont donc été testées de manière itérative).

8.4.2 Résultats

Pour chaque valeur de σ et ρ testées, une trentaine de tirages sont réalisés. Les résultats sont évalués pour chaque poste de la manière décrite ci-après. Tout d'abord, la distribution des erreurs pour les différentes durées de cumul étudiées est tracée (FIG.8.6 et FIG.C.15 à FIG.C.19 en annexe, pages 565–569). Ces figures se lisent de la manière suivante. En rouge, est tracée la moyenne des erreurs vraies $\pm$ l'écart-type $moy(e_i) \pm sd(e_i)$ - rapportée au nombre de pas de temps - pour les erreurs simulées à l'aide du modèle de corrélation temporelle. Ces valeurs peuvent être comparées aux croix (x) noires qui représentent également la moyenne des erreurs (issues de la validation croisée) $\pm$ leur écart type. En bleu, sont tracés les intervalles à 95% des erreurs issues de la corrélation temporelle que l'on peut comparer aux ronds noirs (contenant une croix) qui représentent des valeurs similaires pour les valeurs issues de la validation croisée. Le modèle de corrélation temporelle des erreurs est donc adapté quand les flèches rouges arrivent sur les croix et quand les traits bleus passent pas les ronds noirs.

Sont également comparées en parallèle la variance des erreurs issues de la validation croisée (les erreurs empiriques) et la variance des erreurs issues du modèle, selon les valeurs de ρ (exemple TAB.8.1)[1].

1. Le cas de chacun des postes choisis pour la validation croisée est traité en annexe C.8.1 (page 565).

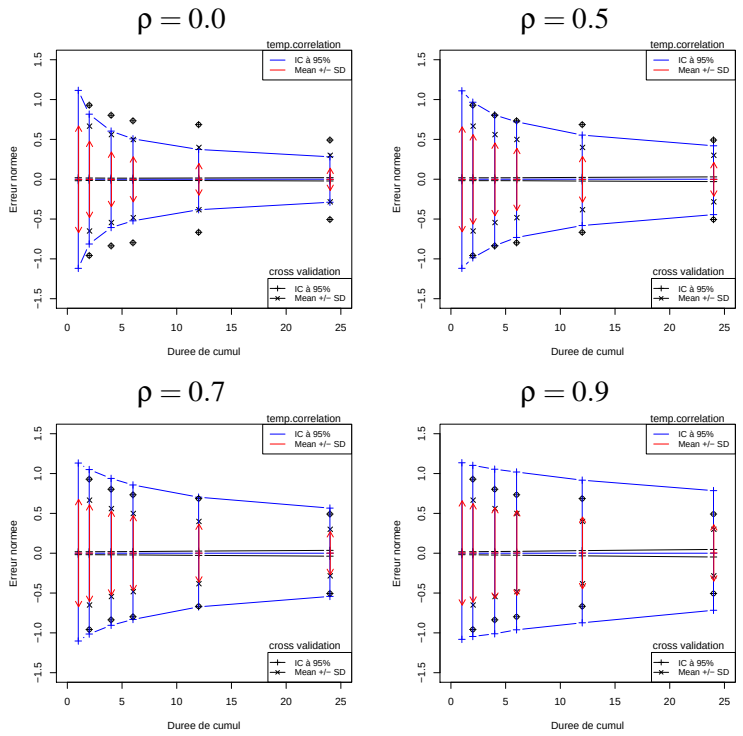


FIG. 8.6 – *Goudet : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation* ρ *: 0.3 ; 0.5 ; 0.7 0.9. ; et pour un* σ *pris comme l'écart-type théorique moyen.*

Cumul	Val.croisée	ρ=0	ρ=0.3	ρ=0.5	ρ=0.6	ρ=0.7	ρ=0.8	ρ=0.9
1	0.76	0.66	0.66	0.67	0.66	0.65	0.67	0.66
2	0.66	0.47	0.53	0.57	0.58	0.58	0.62	0.62
4	0.55	0.33	0.41	0.46	0.49	0.50	0.56	0.57
6	0.49	0.27	0.34	0.40	0.42	0.45	0.52	0.54
12	0.39	0.19	0.25	0.30	0.33	0.35	0.42	0.46
24	0.29	0.14	0.18	0.22	0.24	0.25	0.32	0.36

TAB. 8.1 – *Variances des erreurs (divisées par la durée du cumul) selon la valeur du coefficient de corrélation* ρ *(Goudet, 20 tirages).*

En essayant de tirer des conclusions générales de cette validation, il semble globalement que :

- pour l'ensemble de ces points prendre $\rho = 0.6$, c'est-à-dire la valeur qui a été choisie précédemment lors du calage, n'est pas un trop mauvais ordre de grandeur ;
- le fait de prendre en compte la corrélation temporelle des erreurs permet de mieux reproduire les erreurs réalisées sur des cumuls de plusieurs heures : comme référence, il est possible de comparer les résultats obtenus avec différentes valeurs de ρ, par exemple avec $\rho = 0$ et $\rho = 0.7$, d'abord graphiquement (FIG.8.6) puis numériquement (TAB.8.1).

8.4.3 Discussion

Des limites sont apparues dans ce travail de définition et de validation d'un modèle de dépendance temporelle des erreurs d'estimation. Il est nécessaire de séparer d'une part les limites que l'on peut repousser (par exemple le fait de n'utiliser que quatre postes pour la validation croisée, et

de valider sur ces postes les paramètres obtenus à partir de ces quatre postes [1]), d'autre part, des limites plus difficiles à repousser, telle que la validation spatiale de ce modèle (sans données radar).

De plus, nous avons fait l'hypothèse de l'existence d'un coefficient de corrélation moyen sans garantie que cette hypothèse soit vraie – même si ce travail sur quelques postes laisse penser que ce coefficient varie peu dans l'espace. Nous avons donc validé le modèle choisi autant [2] que nous l'avons pu. Et tout laisse à penser que son utilisation conduira à des séries plausibles d'erreurs d'estimation de lames d'eau ponctuelles et spatiales, plausibles dans la mesure où elles délivrent les bons ordres de grandeur d'erreur, c'est-à-dire exactement ce qui est recherché.

Une réelle validation du modèle spatial n'a toutefois pas été possible. Elle serait souhaitable. Les images radar [3] (*cf.* annexe C.8.2, page 570) pourraient être utilisées pour ce faire mais avec deux limites : ces images intègrent d'autres erreurs d'estimation quantitatives des lames d'eau qui ont leurs propres structures temporelles et spatiales et viendront perturber la validation d'un modèle d'erreur de PMS estimée par krigeage de mesures ponctuelles, et les données radar exploitables sont encore en nombre limité. L'échantillon des erreurs reconstituées ne sera ainsi pas nécessairement suffisamment riche pour conduire à une réelle validation statistique du modèle d'erreur proposé.

1. Ceci limite la robustesse du modèle proposé. Notre principal argument pour ne pas avoir réalisé cette validation croisée de manière systématique est le manque de temps, à la fois pour générer les séries reconstituées et également pour analyser les erreurs empiriques obtenues en les comparant aux erreurs théoriques fournies.

2. Au fait de n'utiliser que 4 sur 40 postes près.

3. Sans garantie que les informations apportées soient plus justes.

Synthèse du chapitre

Objectif Dans le chapitre précédent (CHAP. 7), un modèle d'erreur d'estimation des pluies ponctuelles et spatiales a été proposé et comparé aux erreurs empiriques ponctuelles issues de la validation croisée. L'objectif du présent chapitre était de voir si, au sein de ce modèle, il est possible de considérer les erreurs comme indépendantes dans le temps ou, au contraire, s'il est indispensable de modéliser cette dépendance temporelle.

Un travail sur les erreurs ponctuelles Alors que le modèle d'erreur d'interpolation spatiale défini précédemment permet à la fois de simuler les erreurs ponctuelles et les erreurs moyennes spatiales, il n'existe aucun moyen de le vérifier en spatial, les précipitations moyennes spatiales n'étant pas connues. Il a donc été décidé, comme pour le chapitre précédent, d'utiliser les erreurs d'estimation ponctuelles.

La modélisation de la dépendance temporelle Une dépendance temporelle de ces erreurs d'estimation a été observée sur les données. Il nous a fallu la modéliser et un modèle autorégressif d'ordre 1 a été choisi (EQ.8.5, page 192) :

$$\varepsilon_{t+\Delta t} = \rho \cdot \varepsilon_t + \sigma \cdot \sqrt{(1-\rho^2)} \cdot \nu \tag{8.15}$$

Le paramètre ρ a été calé à partir des coefficients de corrélation sérielle des erreurs ponctuelles. Le paramètre σ, quant à lui, a été imposé égal à l'écart-type d'estimation théorique (c'est-à-dire le seul qui soit disponible pour les erreurs sur la lame d'eau moyenne). Ce modèle a ensuite été validé sur les erreurs d'estimation vraies ponctuelles. Il a été observé que la prise en compte de cette dépendance temporelle permet de mieux simuler les erreurs cumulées sur plusieurs pas de temps. Ce modèle d'erreur d'estimation obtenu n'a ainsi pu être validé que ponctuellement [1] ce qui est le cas de quasiment tous les travaux précédents sur l'interpolation spatiale des précipitations.

1. Et nous n'avons utilisé qu'un faible nombre de postes pluviométriques pour cela – même s'ils ont été choisis de manière à être suffisamment représentatifs des différentes situations pouvant être rencontrées. Une amélioration à ce travail pourrait être d'étendre cette validation ponctuelle à l'ensemble des postes présents sur ces bassins.

9 Propagation dans les modèles pluie-débit des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales

Sommaire

Introduction **202**
9.1 Méthodologie **205**
9.1.1 Tirage de scénarios bruités (modèle d'erreur sur les PMS) 205
9.1.2 Modèle hydrologique et données 205
9.1.3 Méthodologie d'évaluation des résultats 206
9.2 Résultats **206**
9.2.1 Impact sur les lames d'eau utilisées 206
9.2.2 Impact sur les débits simulés 207
9.2.3 Comparaison aux valeurs de débit mesurées 211
Synthèse du chapitre **217**
Conclusion à la partie III **219**

Introduction

Dans le chapitre précédent a été proposé un modèle de simulation des erreurs sur la précipitation moyenne spatiale (PMS) dues à l'échantillonnage spatial de la pluie. Ce modèle va maintenant être utilisé pour propager ces erreurs d'estimation de pluie au sein de modèles pluie-débit [1], afin d'en évaluer l'impact sur les débits simulés.

Évaluer l'impact sur les débits des erreurs sur les PMS ?

Quand cela est vu empiriquement Cette question de l'impact des incertitudes d'estimation des PMS sur les débits simulés est relevé par plusieurs auteurs. Le plus souvent cet impact est constaté empiriquement. Cela concerne bien sûr les informations en entrée : par exemple Faures *et al.* (1995) observent que l'incertitude sur les débits simulés dépend du nombre de pluviomètres ; Lopes (1996) conclut sur un bassin de 7 km^2 que la densité des pluviomètres, leur position et la variabilité des caractéristiques spatio-temporelles de l'événement ont une grande influence sur la réponse du bassin [2] ; Andréassian *et al.* (2001) observent, pour leur part, qu'une amélioration de la précision de la pluie en entrée produit de meilleures performances et une moindre variabilité des efficiences. Cela concerne également les techniques d'estimation : par exemple, alors que Sun *et al.* (2000) remarquent que l'hydrogramme simulé à partir des pluies krigées a tendance à lisser les débits par rapport aux observations, Haberlandt & Kite (1998) obtiennent, quant à eux, de meilleures simulations de débits à partir d'une pluie krigée qu'à partir d'une pluie estimée avec les polygones de Thiessen ou avec la méthode de l'inverse de la distance. Ainsi le rôle de cette estimation de la PMS apparaît souvent, menant parfois à une évaluation plus explicite.

Deux types d'évaluations Plusieurs types de réponses sont apportées à cette question de l'évaluation explicite de l'impact des incertitudes d'estimation des PMS sur la modélisation des débits. Deux types d'évaluations sont rencontrés dans la littérature. Ils sont identifiés par Andréassian *et al.* (2004b) [3] :

« Évaluation statique » — Ce premier type d'évaluation consiste à caler les paramètres d'un modèle sur une estimation de la PMS considérée comme la PMS de référence. Des PMS bruitées (c'est-à-dire issues d'un modèle d'erreur) ou dégradées (sous-échantillonnage) sont utilisées en entrée des modèles et les impacts sur les débits simulés sont ensuite évalués.

« Évaluation dynamique » — La deuxième méthode consiste à recaler les paramètres des modèles avec en entrée chacune des PMS bruitées ou dégradées. Est ensuite examiné l'impact de ces erreurs, d'une part sur les paramètres, et d'autre part sur les performances des modèles (comparaison des débits observés – ou de débits synthétiques issus de la PMS référence – avec les débits simulés).

Les erreurs sur les PMS ont-elles un impact sur les débits simulés ?

Concernant l'effet de ces erreurs sur des débits simulés avec des modèles pluie-débit globaux, une revue des réponses de la littérature scientifique est réalisée par Oudin *et al.* (2006). Il apparaît que les erreurs systématiques (biais) et les erreurs aléatoires n'ont pas le même effet.

1. Ces modèles pluie-débit ont été présentés, mis en œuvre et évalués dans les chapitres 5 et 6.

2. À des erreurs sur la pluie moyenne allant jusqu'à 30%, correspondent des erreurs sur les volumes et les pics de crue pouvant aller respectivement jusqu'à 130 et 98%.

3. Ceci est déjà mis en évidence par Andréassian *et al.* (2001) sans être explicitement nommé.

Les erreurs systématiques Les erreurs systématiques sur la PMS semblent avoir un impact en évaluation statique (Paturel *et al.*, 1995; Nandakumar & Mein, 1997), alors qu'en évaluation dynamique ces erreurs sont compensées par les paramètres (Dawdy & Bergmann, 1969; Troutman, 1982, 1983; Xu & Vandewiele, 1994). Ainsi plusieurs études montrent que dans le cas d'une erreur systématique sur l'estimation de la PMS, les paramètres des modèles hydrologiques s'adaptent lors du calage sur une pluie bruitée et par conséquent l'impact sur les débits simulés est faible. Oudin *et al.* (2006) précisent que les erreurs systématiques sur les PMS entraînent des comportements différents selon les modèles pluie-débit lorsque ceux-ci sont recalés sur des pluies bruitées.

Les erreurs aléatoires Le cas des erreurs aléatoires est également étudié. En évaluation statique, plusieurs auteurs concluent que (i) ces erreurs ont un impact (Xu & Vandewiele, 1994), et (ii) un impact plus important que les erreurs systématiques (Dawdy & Bergmann, 1969; Xu & Vandewiele, 1994). Dans le cadre d'une évaluation dynamique, ces erreurs peuvent en partie être compensées par les paramètres dans le cas d'une évaluation dynamique (Andréassian *et al.*, 2001; Oudin *et al.*, 2006).

Sur le choix entre évaluation statique et dynamique Le choix entre évaluation statique et dynamique est, cela vient d'être vu, déterminant sur les conclusions qui vont être tirées de l'étude de sensibilité des modèles à la qualité des estimations de pluies. Si on veut évaluer un modèle, savoir de quoi il est capable, alors il peut être intéressant, comme le suggèrent Anctil *et al.* (2006) de relier l'estimation de la pluie spatiale au modèle hydrologique, par exemple pour pouvoir laisser au modèle la possibilité d'ajuster ses paramètres sur un biais d'estimation de la pluie. En effet, dans ce dernier cas, réaliser une évaluation statique sur une pluie qui a été biaisée entre le calage du modèle et son évaluation n'a pas trop de sens, car cela refléterait une situation de non-stationnarité de l'estimation de la PMS. Néanmoins, le cas des erreurs aléatoires est un peu différent : le modèle a vraisemblablement été calé sur une PMS qui n'était pas parfaitement bien connue (que l'on appelle PMS référence) et est validée avec des PMS simulées, imparfaites également. Il n'y a donc pas de raison pour que cela mette particulièrement le modèle en situation de difficulté. Les incertitudes à l'issue de cette modélisation refléteront donc bien l'impact des incertitudes en entrée transformées par le modèle pluie-débit, c'est-à-dire celles que l'on pourrait obtenir lors d'une utilisation opérationnelle des modèles. De ce dernier point de vue, dans le cadre d'une évaluation statique, Oudin *et al.* (2004) montrent que des perturbations sur des PMS journalières (erreurs aléatoires sans dépendance temporelle) ont un grand impact sur les simulations de débits et que lors de la propagation des incertitudes, les incertitudes de pluies affectent toutes les variables d'état des modèles hydrologiques. Ce choix d'une évaluation statique est celui qui a été pris pour notre travail.

Un impact variable selon la taille des bassins ? Dans plusieurs études, il est mis en évidence un rôle variable de l'impact sur les débits des erreurs de précipitations. Ainsi pour Haberlandt & Kite (1998) les plus petits sous-bassins sont plus sensibles à une amélioration de l'estimation des précipitations que les bassins les plus grands. Andréassian *et al.* (2001) précisent que le problème de la précision de la PMS n'est pas limité aux grands bassins : une densité de pluviomètres plus élevée sur un petit bassin que sur de plus grands ne suffit pas à assurer une bonne qualité des débits simulés [1]. Carpenter & Georgakakos (2004) montrent que la dispersion des débits obtenue

1. Cette dernière remarque peut vraisemblablement être reliée par le biais des analyses géostatistiques à la variabilité du phénomène à capturer.

en utilisant des estimations non optimales de la pluie est typiquement plus large pour les plus petits bassins [1].

Objectifs de cette étude

Les objectifs sont donc de (1) déterminer dans quelle mesure l'incertitude sur la lame d'eau d'entrée explique une part de l'incertitude totale de modélisation ; (2) mettre en rapport (et observer un lien éventuel entre) l'incertitude sur les débits et l'incertitude sur les pluies; (3) chercher s'il existe une taille de bassin ou un type d'événement pluvieux pour lequel les incertitudes sur les débits sont plus élevées.

Répondre à ces questions pourrait permettre de :

- mieux connaître le niveau d'incertitude sur l'estimation de la pluie en entrée des modèles et d'ainsi obtenir des prévisions stochastiques de débits, les incertitudes sur la PMS, étant données.
- mesurer les gains possibles sur la simulation des débits qui pourraient provenir d'une amélioration de la mesure de ces précipitations (renforcement du réseau sol, développement de techniques alternatives (radars, satellites, etc)).

Ceci serait d'autant plus intéressant que nous avons vu dans le chapitre CHAP. 8, à partir d'une validation ponctuelle, qu'il était indispensable sur les séries temporelles testées de prendre en compte une dépendance temporelle des erreurs sur les estimations horaires. Or, la plupart des modèles d'erreurs utilisés dans la littérature font l'hypothèse d'une indépendance temporelle des erreurs sur l'estimation des PMS. Ceci ne remet pas forcément en cause les autres travaux de la littérature, dans la mesure où ces erreurs d'estimation dépendent largement des caractéristiques des événements pluvieux, de la forme des bassins versants considérés et de la topologie du réseau de mesure utilisé. Il semble néanmoins intéressant d'examiner quels sont les résultats obtenus avec cette prise en compte de la dépendance temporelle (cela apporte-t-il quelques chose ? les résultats sont-ils différents ?).

Les questions posées

Plus précisément, la question générale de l'impact de ces erreurs sur les débits simulés peut être divisée en plusieurs items :

1. L'incertitude sur les PMS a-t-elle un impact sur la modélisation des débits ?
2. Si oui, cet impact est-il le même pour tous les bassins (taille, densité du réseau pluviométrique, etc.) ?
3. Ces incertitudes peuvent-elles expliquer à elles-seules une part importante des incertitudes totales du processus de modélisation ?
4. Une question bonus : quel aurait été l'effet de pluies bruitées avec une hypothèse d'indépendance temporelle des erreurs ?

1. Ces auteurs montrent également que l'incertitude sur les pluies d'entrée a un impact plus large que l'incertitude sur les paramètres de production.

9.1 Méthodologie

9.1.1 Tirage de scénarios bruités (modèle d'erreur sur les PMS)

Description du modèle obtenu Pour chaque pas de temps, les PMS sont donc bruitées grâce au modèle d'erreur suivant [1, 2] :

$$P_{sim} = P_{calc} + \varepsilon_t \times \sigma_t \tag{9.2}$$

avec :

$$\varepsilon_t = \rho * \varepsilon_{t-1} + \sqrt{(1-\rho^2)} * u_t \tag{9.3}$$

où :

- P_{calc} est la PMS calculée à partir des mesures ponctuelles
- P_{sim} est la PMS bruitée utilisée en entrée du modèle hydrologique
- ε est l'erreur (standardisée) sur l'estimation de la pluie moyenne de bassin
- σ_t est l'écart-type global du champ à l'instant t
- ρ est un coefficient d'autocorrélation sérielle des erreurs d'estimation sur la pluie moyenne de bassin
- u_t est est une variable aléatoire tirée dans une loi $\mathcal{N}(0,\sigma_e)$
- σ_e est l'écart-type de krigeage.

Méthodologie de tirage Le nombre de simulations de pluie bruitées à réaliser ne doit pas être trop faible afin d'être suffisamment représentatif et de permettre de réaliser des statistiques dessus : il a été choisi égal à 100 comme un bon compromis entre cette première contrainte et une contrainte informatique de stockage et de traitements de fichiers [3] – ce chiffre correspond également à celui choisi par Carpenter & Georgakakos (2004) pour le même type d'étude. Le choix de la valeur initiale ε_0 de ε_t peut également avoir un impact, au moins sur le début de la série d'erreurs tirées dépendantes temporellement : cette valeur a été prise par défaut égale à 0. Pour rappel le α obtenu à l'issu du chapitre précédent vaut 0.6

9.1.2 Modèle hydrologique et données

9.1.2.1 Les bassins d'étude

Pour cette partie, nous avons choisi trois des bassins d'étude : la Loire à Rieutord (62 km^2), le Lignon au Chambon-sur-Lignon (139 km^2) et la Loire à Bas-en-Basset (3234 km^2). Cette sélection avait pour but la représentation de différentes gammes de tailles de bassins versants, avec des séries suffisamment longues et une qualité suffisante des chroniques d'événements pluie-débit.

Un jeu de 27 crues a été utilisé pour une évaluation plus qualitative. Ces crues sont présentées dans les résultats de la propagation des incertitudes (*cf.* annexe C.9, page 571).

1. Il faut noter que si l'autocorrélation sérielle des erreurs n'avait pas été prise en compte, le modèle utilisé aurait été le suivant :

$$P_{sim} = P_{calc} + \varepsilon \times \sigma_t \tag{9.1}$$

avec ε tiré dans une loi $\mathcal{N}(0,ect)$ où ect est l'écart-type libre du champ.

2. Pour un bassin donné, le variogramme ayant été choisi climatologique – c'est-à-dire constant d'un pas de temps à l'autre –, la valeur de l'écart-type de krigeage σ_e ne change que lorsque le réseau change.

3. Pour un bassin comportant 27 ans de données horaires, un fichier de précipitations moyennes spatiales datées a une taille de 8.2 Mo ; ce qui conduit à 820 Mo par bassin pour 100 simulations de pluies bruitées ; puis lors de la propagation des erreurs ce chiffre est multiplié par le nombre de modèles hydrologiques…

9.1.2.2 Mise en œuvre d'un modèle hydrologique

Les modèles hydrologiques utilisés sont les modèles GR4J et TOPM. Ils ont été utilisé en contrôle. Les vecteurs de paramètres choisis sont ceux obtenus avec les pluies non bruitées [1]. Pour simuler les débits des années antérieures, les paramètres choisis sont ceux obtenus sur la dernière période de calage ; pour simuler les débits de la période la plus récente, les paramètres de l'avant-dernière période ont été retenus [2].

9.1.3 Méthodologie d'évaluation des résultats

L'évaluation des résultats liés à une prise en compte d'incertitudes est parfois assez délicate et peut faire émerger des difficultés. Dans le cas présent, il est proposé de fragmenter cette évaluation en plusieurs parties. En premier lieu, nous allons étudier l'impact de la prise en compte des incertitudes sur les PMS obtenues. Ensuite, sera examiné l'impact des incertitudes d'estimation des PMS sur les débits simulés, ce qui revient à propager des incertitudes et à examiner la sensibilité des modélisations à cette incertitude sur les entrées du modèle. Enfin, ces incertitudes seront comparées aux débits mesurés et on tentera d'évaluer quelle est leur contribution à l'incertitude totale de modélisation. Ainsi, la démarche est la suivante : (i) impact sur les PMS obtenues ; (ii) impact sur les débits simulés et (iii) comparaison par rapport aux débits observés.

9.2 Résultats

9.2.1 Impact sur les lames d'eau utilisées

Des incertitudes variables A l'aide de simulations de Monte-Carlo, une centaine de scénarios de PMS bruitées ont été obtenus et ont été tracés sous la forme d'intervalles de confiance [3] (FIG.9.1). Il apparaît à la fois une variabilité inter-événementielle (sur un même bassin, d'un événement à l'autre, pour des mêmes valeurs de PMS, des incertitudes différentes sont obtenues) et également une variabilité entre les bassins (pour un même événement, les incertitudes n'ont pas la même amplitude d'un bassin à l'autre). Ces figures montrent également que les amplitudes des intervalles de confiance ne dépendent pas uniquement des valeurs de la PMS déterministe (*i.e.* non bruitée).

Retour à la définition L'incertitude sur la PMS – telle qu'elle a été générée – dépend principalement, à un instant donné, de deux éléments : (i) de la valeur de l'écart-type de krigeage – c'est-à-dire que pour une typologie d'événements pluvieux donnée (variogramme climatologique) et un bassin versant donné, elle ne dépend plus que de la configuration (topologie) du réseau pluviométrique – et (ii) de la valeur de l'écart-type du champ pluvieux, c'est-à-dire la variabilité du champ pour chacune des réalisations.

En général, la variabilité du champ pluvieux est plus forte quand la valeur moyenne du champ est plus forte (hétéroscédasticité). Ceci implique que les incertitudes sur la PMS vont avoir tendance

1. *cf.* en particulier Andréassian *et al.* (2001); Oudin *et al.* (2006) pour les limites de cette approche.

2. Dernière période : 1999-2003 pour la Loire à Bas-en-Basset et le Lignon au Chambon-sur-Lignon ; 1995-2002 pour la Loire à Rieutord : ces paramètres sont utilisés pour toutes les périodes précédentes.
Avant-dernière période : 1994-1998 pour la Loire à Bas-en-Basset et le Lignon au Chambon-sur-Lignon ; 1990-1994 pour la Loire à Rieutord : ces paramètres ont été utilisés pour simuler les débits de la dernière période.

3. L'usage veut que les pluies soient représentées en histogramme. Des difficultés pour faire apparaître les intervalles de variations en histogramme ayant été rencontrées, ceci nous a conduit à utiliser un mode de représentation *« atypique »* pour des précipitations sur ces figures FIG.9.1 et FIG.9.2.

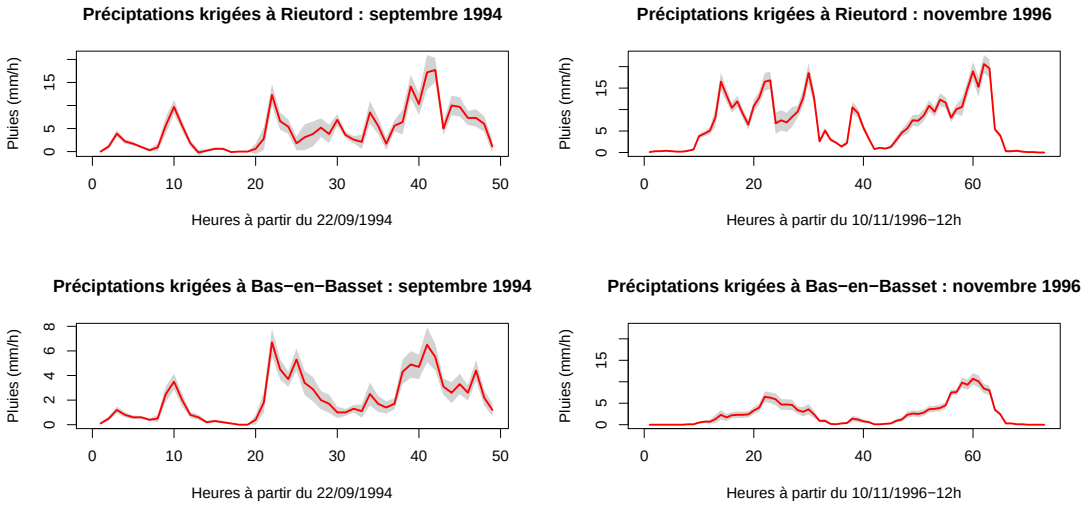


FIG. 9.1 – *Exemple de PMS obtenues avec le modèle d'erreur. En rouge la pluie krigée à partir des observations, en gris les intervalles de variations (80%) des pluies tirées avec le modèle d'erreur (avec corrélation temporelle des erreurs).*

à être plus fortes lorsque la PMS est plus forte – via l'écart-type du champ pluvieux. Ceci peut être observé par exemple pour la crue d'octobre 2000 (FIG.9.2) pour laquelle des erreurs plus faibles correspondent aux valeurs de PMS les plus petites et de fortes erreurs apparaissent pour les valeurs de PMS les plus élevées.

Mais comme l'erreur sur l'estimation de la PMS dépend aussi de la topologie du réseau et comme la relation entre la variabilité du champ et la valeur de moyenne du champ n'est pas linéaire, il est également possible d'observer des incertitudes fortes sur des valeurs de PMS plus faibles (par exemple, sur la pluie à Rieutord en septembre 1994, les incertitudes générées sur la PMS du pas de temps 121522 vaut 5 mm (largeur de l'intervalle de confiance à 80%) pour une PMS de 17 mm alors que celles générées quelques heures plus tard (autour du pas de temps 121524) valent presque 7 mm (largeur de l'intervalle) sur une PMS de 8 mm environ.

Synthèse Ainsi la répartition des erreurs d'estimation de PMS simulées n'est pas homogène sur tous les pas de temps de précipitation. C'est en fait ce que l'on désirait obtenir puisque le modèle a été choisi de manière à prendre en compte une incertitude plus importante lorsque le réseau est moins dense ou lorsque la variabilité du champ pluvieux est plus forte.

Il a par ailleurs été vérifié que ces PMS bruitées ne sont pas biaisées et que les écarts à la PMS annuelle déterministe ne sont pas trop importants [1].

9.2.2 Impact sur les débits simulés

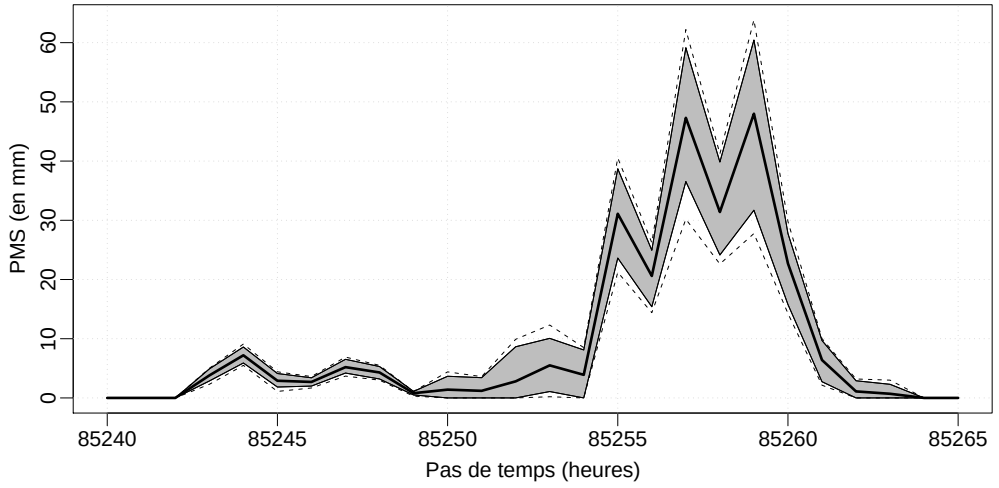
9.2.2.1 Tracé des simulations d'ensemble

Afin de visualiser l'impact de ces incertitudes d'estimation des PMS sur les débits, les hydrogrammes observés et simulés avec les pluies bruitées sont tracés [2], pour chacune des 27 crues sélectionnées, pour les deux modèles pluie-débit et pour les trois bassins (FIG.9.3).

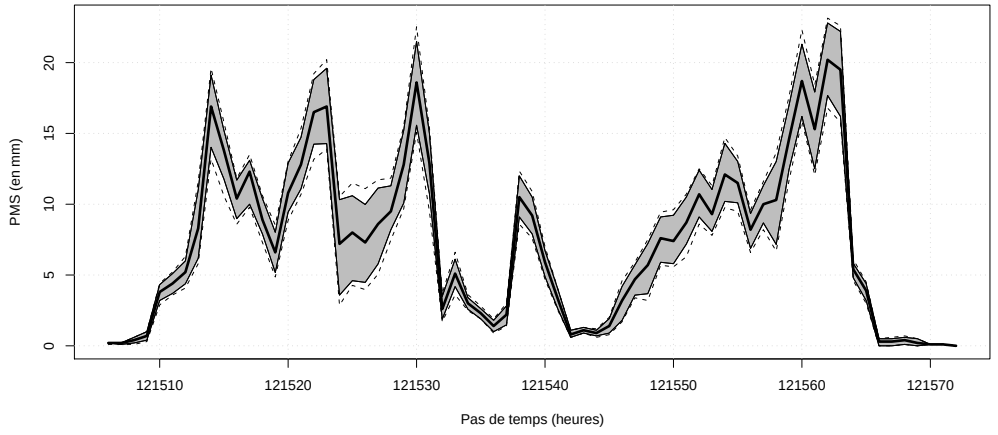
1. Seulement quelques dizaines de millimètres par an d'écart sont observés ce qui correspond à l'ordre de grandeur des écarts entre les PMS estimées à partir de différentes méthodes de calcul (moyenne arithmétique, polygones de Thiessen, krigeage ordinaire).

2. Toutes ces sorties peuvent être retrouvées en annexe C.9, page 571.

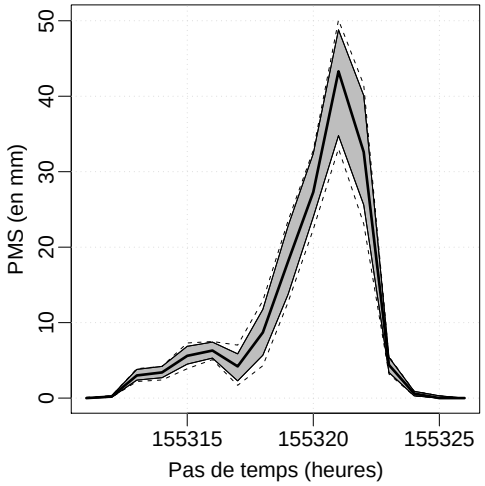
Événement de septembre 1992



Événement de novembre 1996



Événement d'octobre 2000



Événement d'octobre 2001

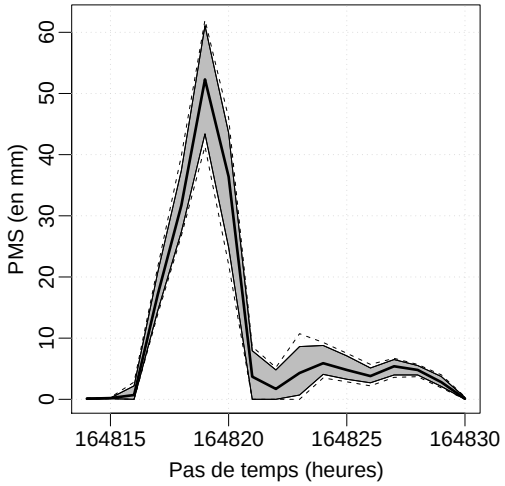


FIG. 9.2 – *Intervalle de variations des PMS obtenues avec le modèle d'erreur : des exemples sur quelques événements pluvieux importants pour le bassin de la Loire à Rieutord. l'intervalle de confiance à 80% est représenté en grisé, la médiane en trait continu, et l'intervalle de confiance à 95% en trait pointillé.*

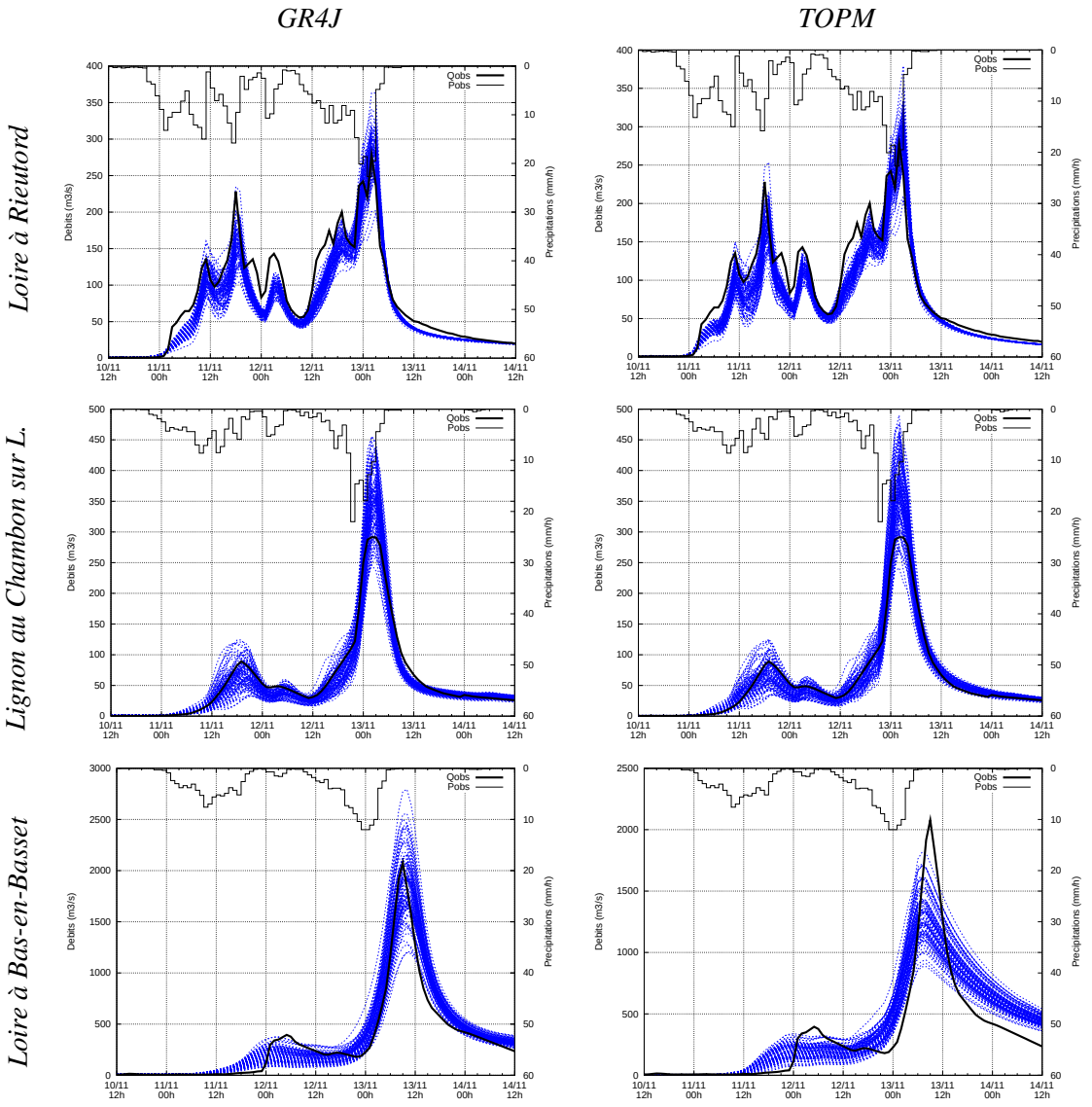


FIG. 9.3 – *Exemple de sorties de la propagation des incertitudes sur la PMS : la crue d'octobre 2001. Les pluies représentées correspondent à la PMS non bruitée, les traits fins aux simulations d'ensemble à partir des PMS bruitées et le trait épais au débit observé.*

9.2.2.2 Dispersion des simulations des pics

Amplitude de l'intervalle *vs* valeur du pic déterministe Pour les 27 crues analysées dans ce travail sur les incertitudes de pluies, les valeurs des pics observés et les valeurs des quantiles à 5 et à 95% ont été rassemblées. Pour évaluer la dispersion de ces valeurs au pic, il est possible d'étudier la relation entre la largeur de l'intervalle de confiance à 90% des simulations et la valeur de débit simulé sans prise en compte de l'incertitude sur les PMS (notée *« valeur déterministe »*). Une relation assez forte entre ces deux séries (amplitude de l'intervalle et valeur déterministe) est observée sur le bassin de la Loire à Rieutord. Ceci est moins vrai au Chambon sur Lignon et à Bas-en-Basset (FIG.9.4).

Recours à un critère de dispersion Pour caractériser la dispersion de manière non dépendante de la valeur du pic de crue, Carpenter & Georgakakos (2004) [1] proposent d'utiliser la médiane des

1. Ces auteurs l'utilisent pour un intervalle à 80%, les quantiles choisis ne sont donc pas les mêmes.

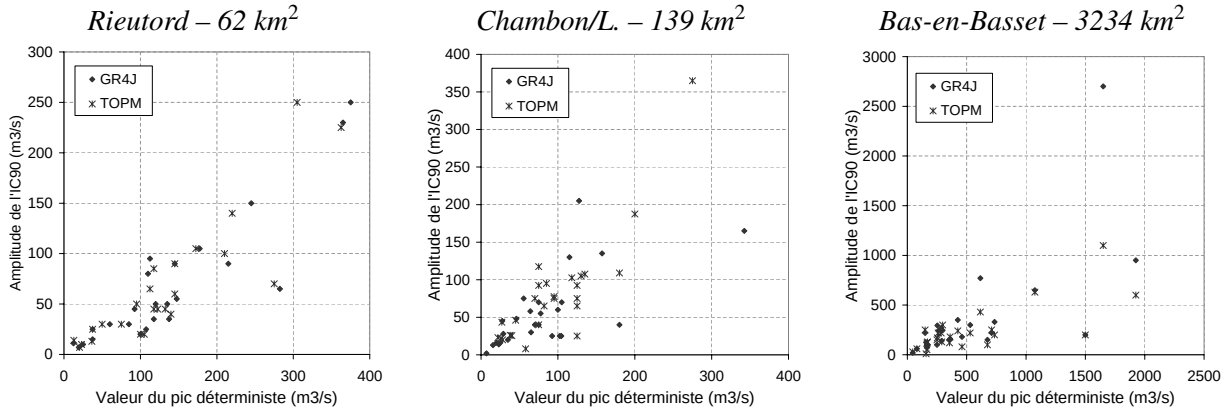


FIG. 9.4 – *Relation entre la valeur du pic de crue déterministe (PMS non bruitée) et l'amplitude de l'intervalle à 90% des simulations d'ensemble avec une propagation d'erreur sur la PMS. (r^2 est le coefficient de détermination entre l'amplitude de l'intervalle de confiance et la valeur du débit déterministe.)*

simulations d'ensemble pour *« normer »* la série, ce qui aboutit à un critère de la forme suivante :

$$R_Q = \frac{Q_{95} - Q_5}{Q_{50}} \tag{9.4}$$

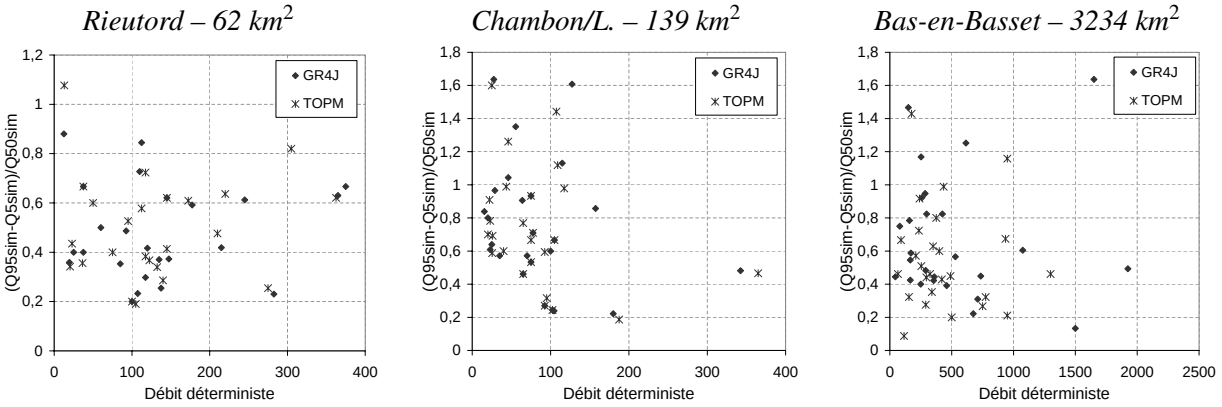
Une valeur supérieure à 1 indique donc que l'écart entre les deux quantiles pris en compte (ici Q_5 et Q_{95}, les quantiles à 5 et 95%) est supérieur à la valeur de la médiane (Q_{50}).

Analyse de l'évolution de ce critère Il apparaît que les valeurs de ce critère de dispersion varient beaucoup d'un bassin à l'autre et d'une crue à l'autre (FIG.9.5). La plus forte dispersion moyenne est observée sur le bassin du Chambon sur Lignon ; la plus faible sur le bassin de la Loire à Rieutord. De faibles écarts de dispersion sont observés pour les deux modèles à part dans le cas de Bas-en-Basset (FIG.9.6)[1]. Il semble que l'impact des incertitudes d'estimation des PMS est équivalent pour les deux modèles sur le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon, que TOPM y est légèrement plus sensible sur la bassin de la Loire à Rieutord et que GR4J y est plus sensible sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset. Ceci peut être dû à la fois à la différence de structure mais également au choix des paramètres.

D'autres éléments pouvant expliquer les variations de valeurs de ce critère ont été explorés (*cf.* annexe C.9.2 page 602) : le lien avec la saison, avec l'année (et par là, l'évolution du réseau de mesure), le lien avec un type de crue donné. La dispersion des débits simulés, selon le critère R_Q défini précédemment tend à augmenter au cours des saisons pour lesquels les plus grandes crues sont observées, c'est-à-dire l'automne et le printemps (FIG.C.49 page 602). Cette dispersion tend également à baisser avec les années plus récentes, c'est-à-dire avec un meilleur réseau de mesure (plus dense) et une meilleure qualité des données.

La comparaison des dispersions obtenues pour la même crue sur des bassins différents montre qu'il y a peu de relation entre les dispersions obtenues à Rieutord et celles obtenues sur les deux autres bassins.

1. La crue pour laquelle sont observées une valeur importante du critère de dispersion pour GR4J et une valeur très faible pour TOPM, est la crue de septembre 2000 (*cf.* FIG.C.42 page 593), c'est-à-dire une crue assez mineure sur ce bassin de la Loire à Bas-en-Basset.



R_Q moyen GR4J = 0.48 | R_Q moyen GR4J = 0.76 | R_Q moyen GR4J = 0.67

R_Q moyen TOPM = 0.50 | R_Q moyen TOPM = 0.74 | R_Q moyen TOPM = 0.55

FIG. 9.5 – *Valeur du critère de dispersion selon le débit simulé déterministe.*

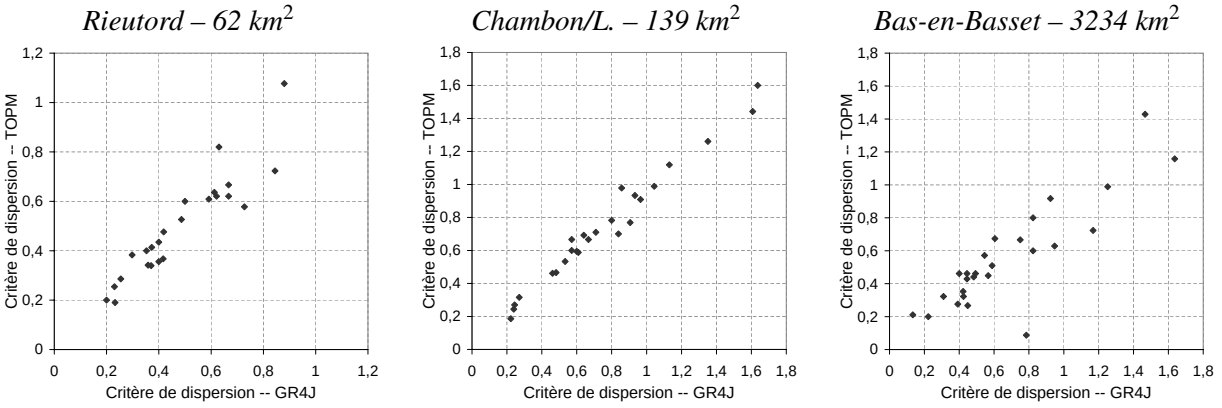


FIG. 9.6 – *Relation entre les critères de dispersion obtenus avec GR4J et avec TOPM.*

9.2.2.3 Conclusion : l'impact sur les débits simulés

L'effet de la propagation des incertitudes de PMS à travers les modèles hydrologiques a été regardé à travers un critère de dispersion. Il apparaît que cette dispersion est assez fortement variable d'une crue à l'autre et d'un bassin à l'autre. Nous avons recherché quels étaient les éléments permettant d'expliquer les valeurs de ces évolutions. Il apparaît que le critère de dispersion prend des valeurs plus fortes au cours des saisons pluvieuses (printemps et automne). Il semble y avoir également une légère influence du réseau (à travers le calcul de la variance de krigeage) que l'on observe avec l'évolution du critère selon les années. Par ailleurs il a été montré que, si aux crues les plus fortes correspondent les amplitudes d'intervalles de confiance les plus élevées, ce n'est pas le cas des valeurs des critères de dispersion.

9.2.3 Comparaison aux valeurs de débit mesurées

Il s'agit maintenant de mettre en relation ces simulations d'ensemble avec les débits observés.

9.2.3.1 Évaluation sur la chronique

Représentation des intervalles de confiance A partir des simulations d'ensemble sur toutes la série, des intervalles de confiance peuvent ensuite être calculés (FIG.9.7). Les largeurs des inter-

valles qui ont été choisis sont les suivantes : pour une évaluation sur toute la série, un intervalle *« bas »* (IC 80%) et un intervalle *« haut »* (IC 95%) ont été choisis permettant de traduire l'incertitude des cas les plus courants, c'est-à-dire ceux auxquels on peut s'attendre, et l'incertitude correspondant aux cas les plus rares. Pour le travail sur l'estimation du pic de crue, un intervalle de confiance à 90% sera considéré.

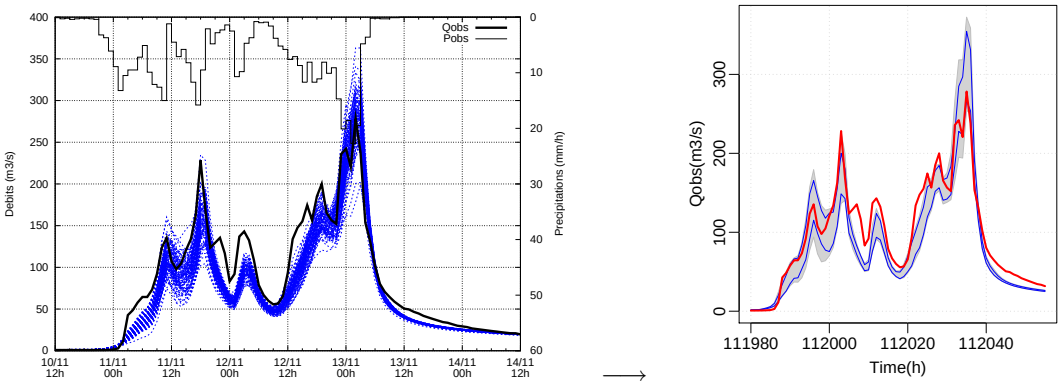


FIG. 9.7 – *Passage des simulations d'ensemble à des intervalles de confiance sur l'ensemble de la chronique (exemple pour la crue de novembre 1996 sur la Loire à Rieutord). Le trait rouge épais correspond au débit observé. Les traits bleus fins correspondent à l'intervalle à 80% des simulations d'ensemble, la zone grisée à l'intervalle à 95%.*

Ceci permet d'obtenir, pour chaque crue, une visualisation des différents intervalles de confiance et de leur position par rapport aux débits observés (FIG.9.8). On observe sur cet exemple que les erreurs dues à l'incertitude sur les PMS expliquent une part moins importante de l'erreur totale de modélisation pour la crue de 1996 que pour celle de 2002.

Calcul du nombre de débits observés compris dans l'incertitude due au calcul de la PMS
Deux intervalles de confiance sont donc considérés : le premier, relativement restreint, l'intervalle de confiance à 80% ; un second, plus large, permettant de prendre en compte la plupart des simulations d'ensemble sauf les plus extrêmes d'entre elles. Pour chacun des bassins, le nombre de pas de temps pour lesquels le débit observé est strictement compris dans l'un de ces intervalles est calculé (TAB.9.1).

	toutes les valeurs		Qobs>2×Qmoy		Qobs>5×Qmoy		Qobs>10×Qmoy	
	IC80	IC95	IC80	IC95	IC80	IC95	IC80	IC95
Rieutord	18.4	24.2	17.0	24.3	24.8	33.9	31.0	41.6
Chambon	15.6	21.9	15.6	21.5	19.7	27.8	22.2	30.9
Bas-en-Basset	8.3	12.1	9.4	14.1	15.3	21.6	16.7	21.1

TAB. 9.1 – *Pourcentage de Qobs compris dans les intervalles de confiance à 80 et 95% des débits simulés à partir des PMS bruitées).*

Ces résultats indiquent :

- qu'un nombre assez faible de débits observés est compris dans l'intervalle de confiance à 95% : dans le meilleur des cas, moins de 42% des valeurs.
- que ce nombre décroît quand la taille du bassin augmente : il y a plus de débits observés compris dans ces intervalles au Chambon sur Lignon qu'à Bas-en-Basset, et à Rieutord qu'au Chambon sur Lignon.
- que ce nombre croît lorsque les débits observés augmentent.

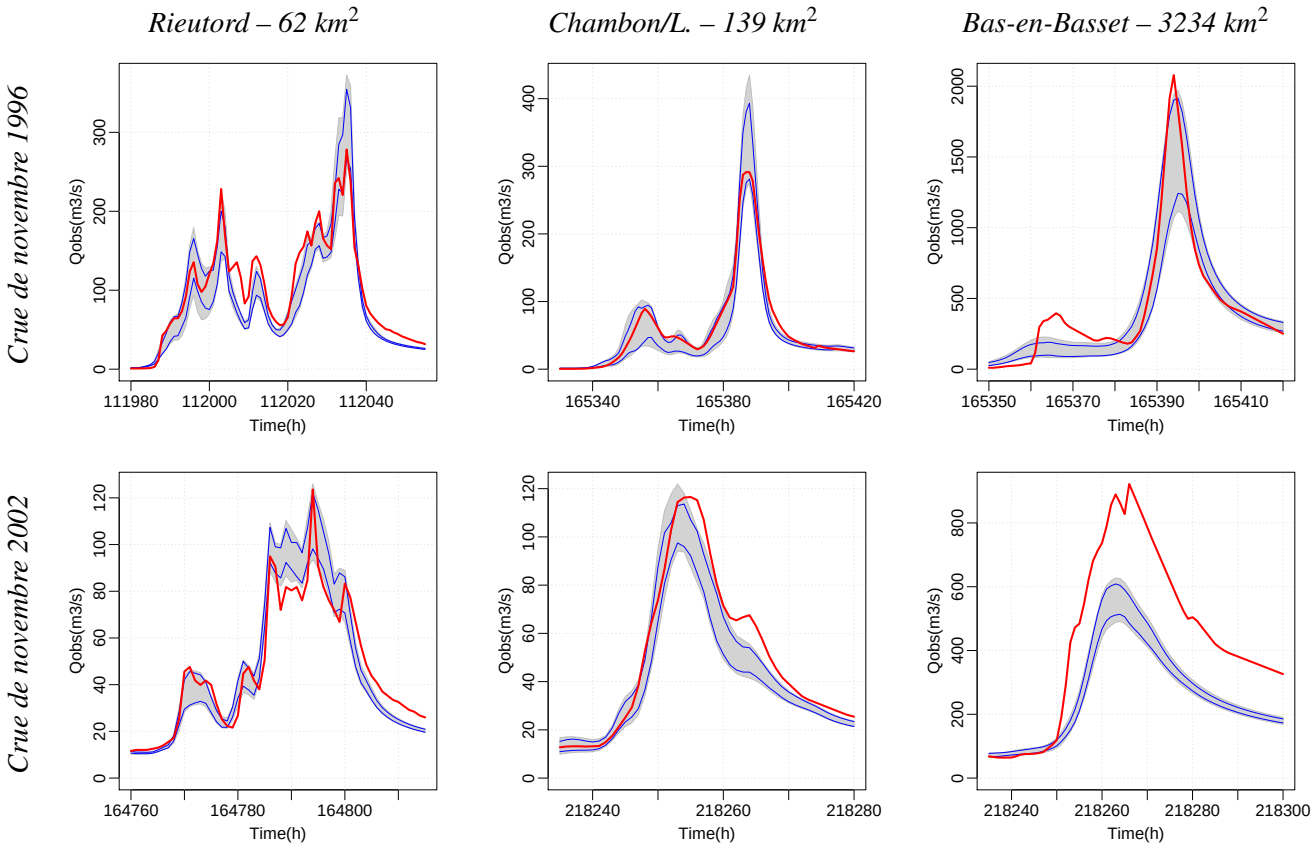


FIG. 9.8 – *Visualisation des débits observés et simulés (intervalles de confiance à 80 et 95%) tenant compte des incertitudes sur les PMS. Crues de novembre 1996 et novembre 2002.*

Cette dernière remarque pourrait être expliquée par le fait que sur les débits les plus forts, l'incertitude est plus forte, et un plus large intervalle de confiance apparaît, ayant plus de chance de recouvrir un débit observé.

9.2.3.2 Part de l'erreur de modélisation expliquée par l'incertitude sur les PMS

Il est difficile de juger de l'effet des incertitudes sur les PMS sur l'erreur totale de modélisation sans tenir compte de l'incertitude sur l'estimation du débit mesuré. On considère en général que l'erreur sur le débit simulé est de l'ordre de 5 à 20% selon la situation (qualité de la station de mesure et de sa section, utilisation ou non de la courbe de tarage en extrapolation, etc.). Dans, le tableau TAB.9.2 ont donc été estimés les pourcentages de débits correctement simulés si l'on accepte une erreur donnée, évoluant entre 5 et 20%. Cette erreur est estimée à partir de la borne de l'intervalle de confiance à 80% la plus proche et est comptée nulle lorsque le débit observé est compris dans l'intervalle de confiance à 80%.

Pour tous les bassins, l'évolution des résultats est la même : le fait d'accepter une erreur, même faible (5%), sur les débits observés, permet d'augmenter de manière déterminante le nombre de points acceptables. On observe en particulier un comportement différent selon les bassins : il semble que plus la taille du bassin est importante, moins l'incertitude sur les PMS permet d'expliquer les écarts entre débits observés et débits simulés.

Rieutord

Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	97.98	99.35	99.67	99.81
Qobs>2.Qmoy	86.16	95.36	97.51	98.5
Qobs>5.Qmoy	62.36	82.67	90.46	94.37
Qobs>10.Qmoy	37.00	65.92	80.00	87.34

Chambon-sur-Lignon

Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	96.65	99.06	99.56	99.72
Qobs>2.Qmoy	71.91	91.86	96.05	97.46
Qobs>5.Qmoy	42.55	64.00	78.57	86.18
Qobs>10.Qmoy	23.18	43.10	57.63	64.90

Bas-en-Basset

Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	41.96	61.73	72.33	79.44
Qobs>2.Qmoy	13.69	18.18	23	28.36
Qobs>5.Qmoy	17.81	21.09	23.93	26.37
Qobs>10.Qmoy	17.7	18.03	18.36	18.86

TAB. 9.2 – *Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils : 5, 10, 15 et 20 % à partir des valeurs simulées avec prise en compte des incertitudes sur la pluie moyenne de bassin et prise en compte de la corrélation temporelle des erreurs (intervalle de confiance à 80% des simulations avec le modèle GR4J).*

9.2.3.3 Évaluation sur le pic de crue

Dispersion à partir du débit observé Sur la base du critère de dispersion proposé par Carpenter & Georgakakos (2004), un autre critère de dispersion est défini en remplaçant la médiane des débits simulés par le débit observé, ce qui donne une idée de la dispersion selon l'amplitude réelle de la crue (*cf.* annexe C.9.3 page 603). Ces analyses font apparaître des résultats sensiblement différents de ceux qui avaient été observés à partir des dispersions calculées avec la médiane des simulations en référence, notamment une corrélation moins importante entre l'intervalle de confiance et la valeur observée que celle qui était obtenue avec la valeur médiane.

Le pic de crue est-il dans l'intervalle de confiance à 90% ? La présence du pic de crue dans l'intervalle de confiance à 90% est un point qui nous intéresse plus particulièrement. En effet, on aimerait que le pic de crue soit dans cet intervalle et que la largeur de l'intervalle ne soit pas excessive.

On observe sur le tableau TAB.9.3 qu'un taux important de *« réussite »* (le pic de crue est compris dans l'intervalle de confiance à 90%) est observé dans le cas des plus petits bassins (Rieutord et Chambon sur Lignon). Dans le cas de Bas-en-Basset, ce taux de réussite est plus faible. Par ailleurs la dépendance assez forte qui était observée entre débit déterministe et valeurs de l'intervalle de confiance n'est plus aussi nette avec le débit observé (FIG.9.9).

Bassin	Rieutord		Chambon sur L.		Bas-en-B.	
	GR4J	TOPM	GR4J	TOPM	GR4J	TOPM
Nb de réalisations positives	20	19	19	21	15	13
Nb de crues total	24	24	25	25	25	25
Pourcentage de réussite	0.83	0.79	0.76	0.84	0.6	0.52

TAB. 9.3 – *Nombre de crues dont le pic est dans l'intervalle de confiance à 90%.*

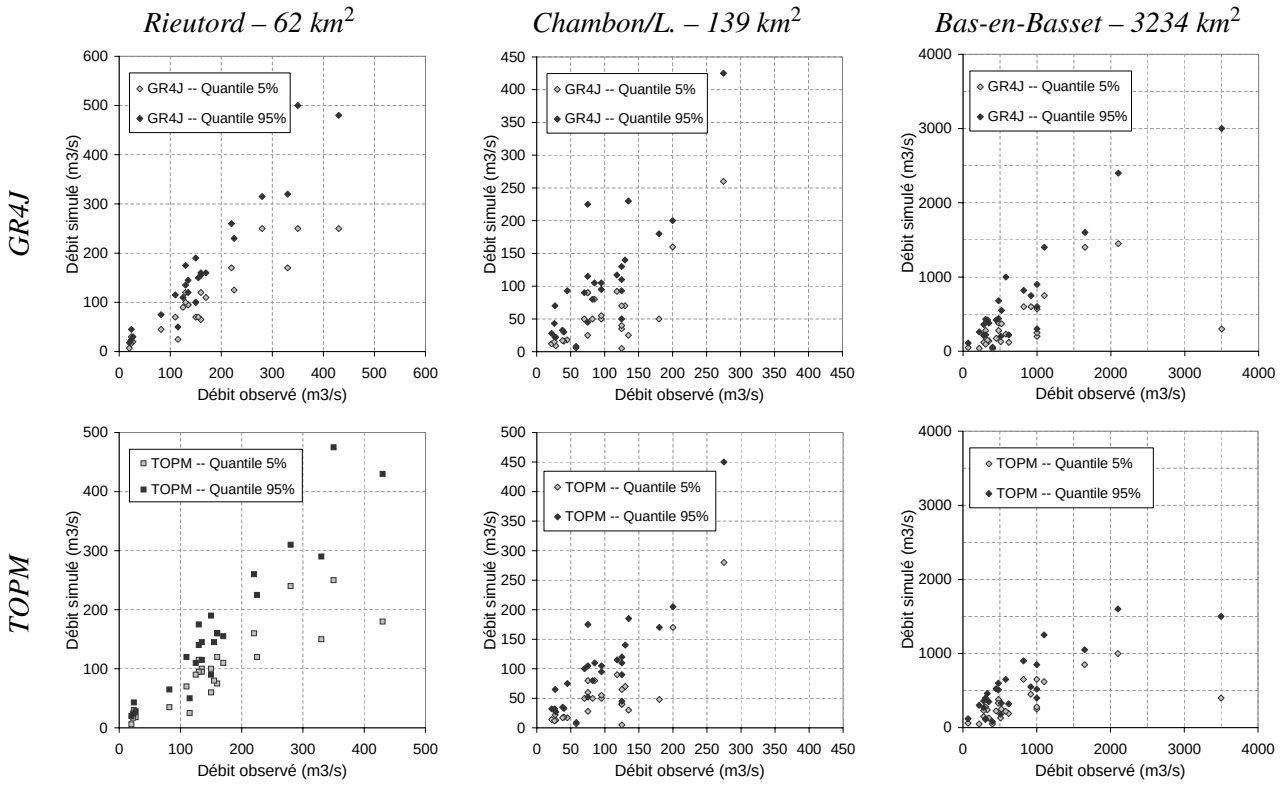


FIG. 9.9 – *Relation entre les valeurs des débits mesurés et les limites de l'intervalle de confiance à 90% obtenu (Q5 et Q95). Si le débit observé est compris dans l'intervalle de confiance à 90%, alors, les bornes de l'intervalle doivent être de part et d'autre de la première bissectrice.*

9.2.3.4 Quand l'incertitude sur les PMS n'explique pas les erreurs

Des cas pour lesquels les incertitudes sur les PMS ne permettent pas d'expliquer les erreurs de modélisation apparaissent. Ils correspondent en général à des sous-estimations importantes de la crue (*i.e.* de la lame d'eau écoulée : et la lame d'eau précipitée ?), par exemple :

- à Bas-en-Basset : en mars 1988, en avril 1989, en juin 1992, en novembre 1992.
- au Chambon sur Lignon : en septembre 1992, en septembre 1993.

Ces erreurs non expliquées peuvent avoir plusieurs origines. Par exemple en décembre 2003 (FIG.9.10), à Bas-en-Basset, on observe un comportement très différents des deux modèles : alors que GR4J simule correctement la crue, TOPM la sous-estime de manière importante. On supposera dans ce cas-là une erreur due au modèle ou à sa paramétrisation. Mais ce cas-là est finalement plutôt rare.

On observe également, en septembre 1993 (FIG.9.11), un comportement étonnant avec une double pointe [1] correspondant à une contribution différée des deux cours d'eau en amont de Bas-en-Basset : d'abord le Lignon, et la Loire ensuite. Ce sont typiquement des situations qu'une modélisation globale ne permet pas de prendre en compte [2].

Le cas de la crue de septembre 1992 (FIG.9.12) sur le Lignon est un exemple pour lequel la très forte variabilité spatiale de la pluie (localisée essentiellement sur la Loire très amont : le bassin de

1. Ressemblant étrangement à un hydrogramme qui n'aurait pas été bien dépouillé (basculement). Après vérification, il s'est avéré que ce n'était pas le cas, et que cet hydrogramme a été dépouillé correctement.

2. Même si, dans ce dernier cas, l'incertitude sur les PMS masque en partie ce comportement spatialisé des bassins.

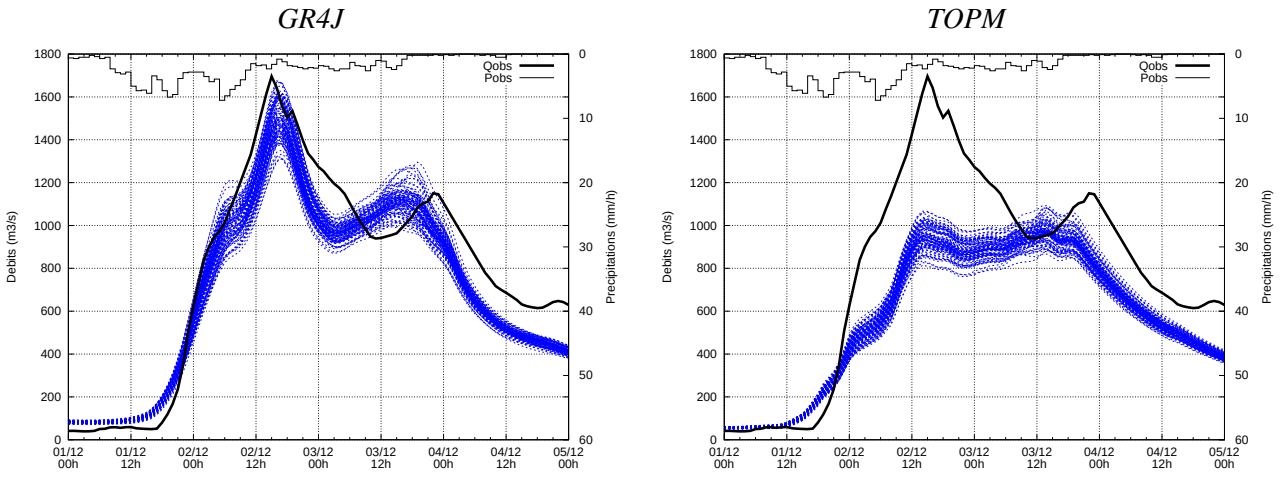


FIG. 9.10 – *Crue de décembre 2003 à Bas-en-Basset : une erreur liée au modèle ?*

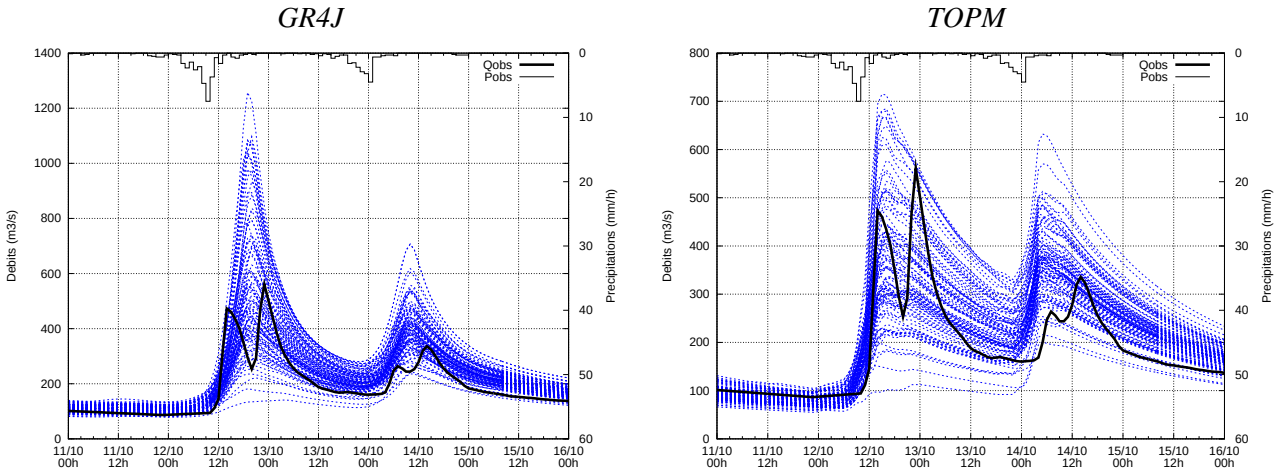


FIG. 9.11 – *Crue d'octobre 1993 à Bas-en-Basset : une erreur liée à la spatialisation ?*

la Loire à Rieutord a été touché de manière importante (crue la plus importante sur notre période d'étude)), a empêché de *« voir »* qu'une part de cette pluie a touché le bassin du Lignon [1].

Dans certains cas, la présence de fonte de neige est suspectée (notamment pour les mois de printemps) et il reste certains cas, pour lesquels aucune hypothèse claire ne peut être vérifiée : par exemple les crues de mai 1999 pour lesquelles la PMS est sous-estimée sur tous les bassins.

1. Vraisemblablement, le poste des Estables – dont nous ne disposons pas des données avant 1994 – aurait permis de mieux *« voir »* cet événement pluvieux pour les bassins de la Gazeille et du Lignon.

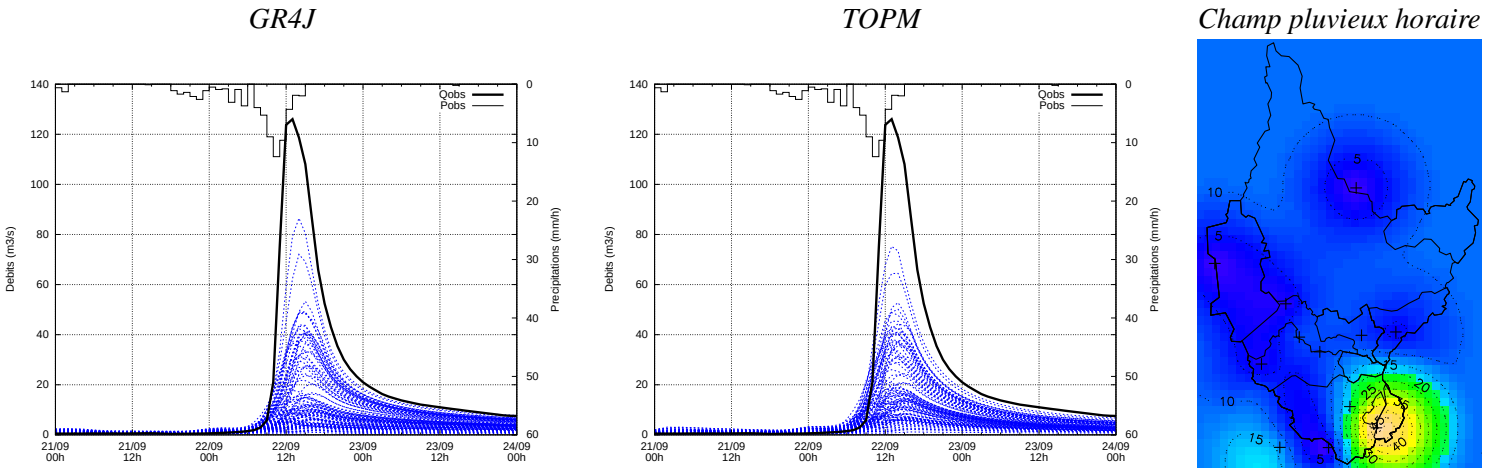


FIG. 9.12 – *Crue de septembre 1992 au Chambon sur Lignon : une pluie trop ponctuelle ? Les plus fortes intensités sont en orange/jaune, les plus basses en bleu. (Exemple du champ pluvieux horaire le 22/09/1992 à 8 heures, d'après nos données. Cet exemple montre à quel point la pluie* « vue » *par les réseaux peut être localisée dans l'espace.).*

Synthèse du chapitre

Les principaux éléments de ce chapitre

La démarche Le modèle d'erreur établi dans les chapitres précédents est utilisé pour générer des pluies bruitées propagées à travers un modèle pluie-débit afin d'en évaluer l'impact. Cette étude a été menée sur trois bassins de tailles variables (62, 139 & 3234 km^2) et avec deux modèles conceptuels (TOPM et GR4J).

La méthode Il a été choisi de réaliser une *« évaluation statique »*, c'est-à-dire sans recaler les paramètres sur les PMS bruitées, ceci afin de reproduire l'utilisation des modèles qui peut être menée dans un contexte opérationnel. Cette méthode n'est donc pas adaptée à évaluer la sensibilité du modèle aux erreurs, mais bien de voir, comment ces erreurs en entrée sont transformées par lui.

Les principaux résultats

Une part variable d'incertitude expliquée Dans le cadre de cette étude et sur les trois bassins testés, les incertitudes d'estimation des PMS apparaissent expliquer souvent de manière importante les erreurs réalisées sur la modélisation des crues. Cela signifie que ces erreurs limitent en fait la précision des simulations. Il semble [1] que cela soit d'autant plus le cas, lorsque le bassin est plus grand.

Ces incertitudes n'expliquent pas tout Il est apparu que dans plusieurs cas, les incertitudes d'estimation de la PMS n'expliquaient pas tout : en particulier deux cas retiennent davantage notre attention. Le premier cas concerne les pluies très localisées dans l'espace et peu (ou mal) vues par le réseau pluviographique. Cette difficulté ne pourrait être traitée que par une meilleur connaissance des précipitations touchant le bassin : la densification du réseau pourrait être intéressante – mais d'un intérêt limité – l'utilisation du radar également. Le deuxième cas rencontré est celui

1. Mais il faudrait le vérifier sur un plus grand nombre de bassins : ceci est cohérent avec les résultats de la littérature, mais ne peut être complètement extrapolé à partir d'une étude sur seulement trois bassins.

pour lequel une hétérogénéité spatiale de la pluie joue un rôle important avec des contributions différées des affluents et/ou des temps de réaction variables pour certaines crues. Pour remédier à cette dernière difficulté, il faudrait pouvoir prendre en compte au sein des modèles hydrologiques l'information sur la répartition spatiale de la pluie.

Les limites de cette étude

Vers une prise en compte des incertitudes de pluie lors du calage des modèles Pour pouvoir évaluer l'impact réel de ces incertitudes sur le modèle, il serait intéressant, d'un point de vue scientifique, de réaliser une évaluation dynamique telle que proposée dans la littérature (Andréassian *et al.*, 2004b). En effet, le rôle des incertitudes sur les paramètres est souvent mis en avant et étudié (Kavetski *et al.*, 2006).

Évaluer la qualité des simulations sous incertitudes Des limites sont apparues pour l'évaluation des simulations prenant en compte des incertitudes. En effet, le compromis entre performance et précision est difficile à synthétiser sous la forme d'un unique critère. Dans cette étude, un critère de dispersion, issu de la littérature a été utilisé en complément de comptage de performance. Cette solution est bien sûr imparfaite, comme beaucoup de solutions proposées dans la littérature…

Conclusion à la partie III

Synthèse

La démarche Dans cette troisième partie, la question du rôle des incertitudes d'estimation de la pluie en entrée des modèles pluie-débit a été explorée. Pour cela un modèle d'erreur basé sur des outils géostatistiques simples et sur une dépendance temporelle des erreurs a été proposé et validé sur les observations ponctuelles. Ce modèle a ensuite permis via l'utilisation de simulations de Monte-Carlo de propager ces erreurs à travers des modèles pluie-débit et d'en étudier l'impact.

Les principaux résultats obtenus Les principaux résultats de cette partie sont :

- un **modèle d'erreur** sur l'estimation des pluies moyennes spatiales (PMS) dont la formulation est explicite (à la différence des méthodes de sous-échantillonnage) et en relation avec les données [1] (à la différence des modèles purement théoriques) ;
- une **évaluation de l'impact de ces incertitudes** à travers un modèle pluie-débit : ces incertitudes permettent d'expliquer une part importante des erreurs de modélisation ; en particulier sur les petits bassins.

Les contributions apportées par ce travail

Qu'en tirer d'un point de vue scientifique ?

Une limite à l'utilisation de modèles globaux ? Dans le cas du plus grand bassin versant, une partie des erreurs de simulation ne peut être imputée aux seules estimations de lames d'eau mais semble être due à la non prise en compte, par les modèles globaux testés, de l'hétérogénéité spatiale des précipitations (exemple de la crue de 1993). Au-delà de quelques centaines [2] de km^2, l'utilisation de modèles hydrologiques distribués pourrait – peut-être ? – apporter des gains de performances en simulation et prévision. Cependant, il semble probable que l'augmentation du nombre de paramètres de calage des modèles qu'implique nécessairement le passage aux modèles distribués sera de nature à limiter ces gains (Perrin *et al.*, 2001; Gaume & Gosset, 2003).

Méthodologie de prise en compte des incertitudes sur les PMS Le modèle d'erreur d'estimation de pluie proposé dans cette partie est un outil qui permet d'effectuer des simulations d'ensemble et d'évaluer des plages d'incertitudes liées à la méconnaissance des pluies sur les débits

1. et validé sur ces données, même si ce n'est *« que »* sur les données ponctuelles – mais a-t-on vraiment le choix ?

2. Pour obtenir une évaluation plus précise, ainsi que le remarquent Andréassian *et al.* (2001), un plus grand nombre de bassins serait nécessaire afin de tirer des conclusions plus générales concernant la relation entre la taille du bassin et la précision sur l'estimation de la PMS nécessaire pour obtenir de bons résultats de modélisation (ces auteurs utilisent trois bassins pour mener cette étude).

simulés. Une méthodologie relativement simple – perfectible [1] – a ici été proposée. Elle pourrait tout-à-fait être couplée à des modèles pluie-débit classiques pour des prévisions opérationnelles.

Sur l'évaluation des modèles Cette prise en compte des incertitudes permet de mieux évaluer les modèles dans la mesure où elle permet de séparer, en partie, les erreurs dues au modèle lui-même de celles qu'on lui fournit en entrée, et qu'il traite comme il peut. Le cas de la crue de décembre 2003, montrant que deux modèles, avec les mêmes PMS bruitées, parviennent, l'un, à peu près bien à reproduire la crue observée, et l'autre pas du tout, fournit un exemple intéressant illustrant les limites des modèles. En prenant en compte, ces incertitudes sur les PMS, on aura donc une meilleure estimation de ce que peut réellement faire le modèle.

Suffit-il de mettre des erreurs en entrée pour dire que le modèle est bon ? Il peut – peut-être ? – être déstabilisant de voir une étude proposer de mettre du *« bruit »* sur les entrées pour recueillir du *« bruit »* (plus grand) sur les sorties, et trouver que finalement dans beaucoup de cas, ce *« bruit »* permet d'expliquer les erreurs de modélisations observées. Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes efforcé de proposer un modèle d'erreur cohérent avec les données. Des données ponctuelles, certes, mais en fait, les seules qui soient disponibles pour proposer et valider un modèle. Ce modèle d'erreur n'est donc pas complètement théorique, et est proposé pour un bassin donné, avec une topologie et une densité de réseau données, pour une climatologie particulière... Tous ces éléments ont été pris en compte lors du choix du modèle d'erreur : le *« bruit »* obtenu sur les PMS n'est donc pas complètement arbitraire – il a même été montré, qu'il est vraisemblablement légèrement inférieur aux erreurs réelles. De plus, il subsiste un nombre important de cas pour lesquels, comme on l'a vu, ce *« bruit »* n'explique rien. Notre réponse au reproche de légitimer les résultats d'un modèle en mettant beaucoup d'erreurs en entrée, qui masqueraient ainsi toutes les autres sources d'erreurs est donc que (i) si ces erreurs en entrée sont issues d'une estimation à partir des observations, elles ne sont vraisemblablement pas trop exagérées et (ii) les prendre en compte permet justement de mieux identifier les cas pour lesquels le modèle *« se trompe vraiment »*, évitant ainsi d'évaluer de manière négative un modèle, quand ce n'est pas lui le seul coupable.

Faut-il afficher des incertitudes ? A cette question, soulevée récemment par Beven (2006), la réponse issue de notre travail est : *« oui, sans aucun doute »*. En effet, le travail sur les incertitudes de PMS permet de mieux comprendre, mieux analyser les sources d'erreurs participant à l'erreur de modélisation totale et permet ainsi de mieux connaître à la fois les événements que l'on rejoue en temps différé, et le comportement des modèles face à des situations inhabituelles. Cependant, peut-être est-il nécessaire de nuancer cette réponse ? A l'issue de cette étude, il nous apparaît important d'afficher les incertitudes dues aux entrées des modèles, cela ne permet donc pas de répondre à la question *« Faut-il afficher toutes les incertitudes ? »* qui correspond à un problème plus large et qui peut avoir un effet non négligeable sur la confiance que les utilisateurs placent dans les modèles.

1. Les outils géostatistiques pouvant être complexifiés (krigeage avec dérive, krigeage sur des valeurs anamorphosées pour pourvoir reproduire les plus valeurs, cokrigeage avec des données journalières ou avec les altitudes, etc) et la validation croisée pouvant être menée de manière plus systématique.

Qu'en tirer d'un point de vue opérationnel ?

Sur les conséquences à tirer du point de vue du réseau La question : *« est-ce qu'une description plus détaillée de la pluie à partir d'un réseau dense de pluviomètres (au d'autres sources) permettra de mieux expliquer la variabilité des débits? »* pose en fait une double question : celle de l'estimation des cumuls (une estimation à partir d'un réseau plus dense aura des chances d'être plus précise) et de leur spatialisation (comme c'est le cas pour l'événement de septembre 1992 au Chambon-sur-Lignon). Il apparaît – et une étude sur le réseau disponible le montre bien (annexe C.2 page 536) – que, bien que le réseau en place soit dense par rapport aux moyennes nationales, il n'est pas complètement bien adapté à capter certains des événements de pluies très variables dans l'espace (faible structure) qui touchent ces bassins. Il semble donc, que ce réseau pourrait être encore densifié, permettant ainsi de limiter les cas pour lesquels la PMS est très nettement sous-estimée. Les apports du radar météorologique, quand les estimations quantitatives qui en sont issues seront moins incertaines, pourraient également être très appréciables.

Sur la prise en compte des incertitudes Cette étude argumente en faveur d'une prise en compte, par les services de prévision opérationnels, des incertitudes d'estimation de pluie et de leur impact sur les simulations hydrologiques.

La mesure du niveau d'incertitude de la prévision et la détermination de la plage des possibles sont tout aussi importantes que la prévision déterministe pour les prises de décision et la gestion de crise. Les services hydrologiques doivent accepter, tout comme les météorologues l'ont fait, de produire des prévisions d'ensemble et d'accompagner leurs prévisions d'un niveau de confiance. Un modèle auquel on accepte de se fier est un modèle qui n'est pas trop souvent pris en défaut. Ne pas afficher les incertitudes liées aux prévisions revient implicitement à considérer le modèle comme parfait, à fixer des niveaux d'exigence très élevés en terme de précision des prévisions et au final à discréditer le modèle lorsque l'on constate à l'usage que ces niveaux ne sont pas atteints. C'est ce qui se passe actuellement pour les modèles pluie-débit. Le modèle d'erreur d'estimation de pluie proposé dans les chapitres précédents est un outil relativement simple qui permet d'effectuer de telles prévisions d'ensemble et d'évaluer des plages d'incertitude sur les débit simulés. Il pourrait tout-à-fait être couplé à des modèles pluie-débits classiques pour des prévisions opérationnelles.

Ouverture

10 Utiliser une chaîne hydrométéorologique pour la mise en alerte

Sommaire

Introduction 226
10.1 Outils, méthodes et données 229
10.1.1 La désagrégation temporelle des prévisions de précipitations 229
10.1.2 Gestion du cycle de rafraîchissement des prévisions de précipitations. . 233
10.1.3 La transformation par un modèle pluie-débit 236
10.1.4 Bassin et données 238
10.2 Résultats 240
10.2.1 La crue de novembre 2002 240
10.2.2 La crue de décembre 2003 251
Conclusion 264

Introduction

L'utilité de prévisions hydrométéorologiques

Comme cela a été vu à plusieurs reprises au cours de ce travail de recherche, sur ces petits bassins amont, anticiper une crue est difficile dans la mesure où les temps de réaction sont très courts. Pour pouvoir augmenter les échéances de prévision, il est indispensable de prendre en compte la météorologie actuelle (*nowcasting*) ainsi que des prévisions météorologiques qui permettraient d'augmenter encore davantage ces échéances (*forecasting*).

Principe des chaînes de prévision hydrométéorologique

Une chaîne de prévision hydrométéorologique (FIG.10.1) se décompose en général en plusieurs modules .

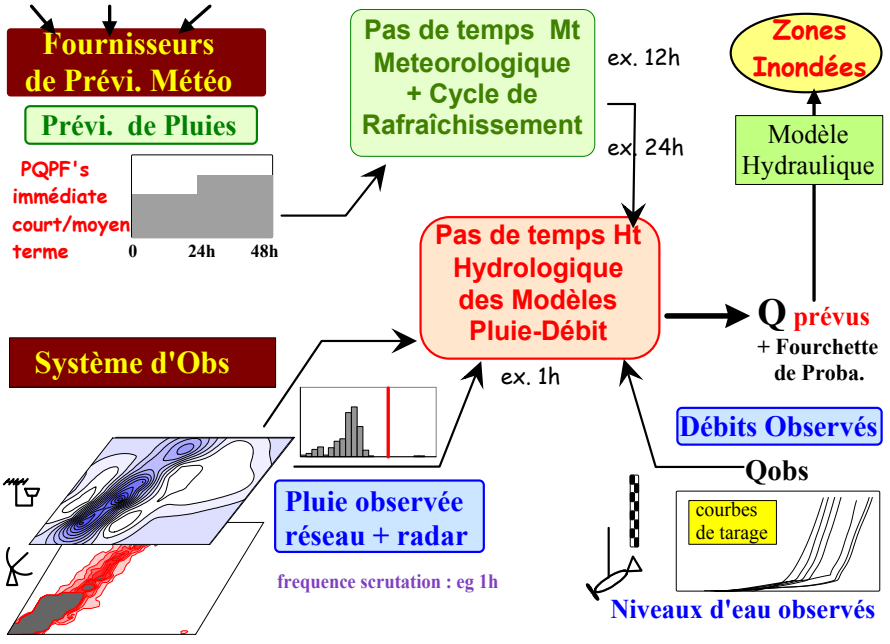


FIG. 10.1 – *Présentation générale d'une chaîne de prévision hydrométéorologique (Source : Marty (2006))*

Un premier module concerne le **système d'observation et de télétransmission** des données : il s'agit essentiellement des réseaux sols de pluviomètres ou pluviographes, du suivi de la mesure des hauteurs d'eau en rivière en temps réel ou à intervalle régulier, cela comprend aussi les images radar qui permettent de suivre en direct l'évolution des systèmes précipitants [1]. Ce système d'observation peut également comprendre le suivi d'autres variables météorologiques, telles que la température, la hauteur de neige, la direction, et la force du vent, etc. Ce premier module est représenté dans la partie basse de la figure FIG.10.1.

Un second module concerne la **transformation de pluie en débit** via un modèle pluie-débit. Cette transformation est réalisée à l'aide d'un modèle pluie-débit correspondant à un bassin donné à travers plusieurs composantes : le choix de sa structure (un modèle peut comprendre un module neige pour les bassins de montagne), la représentation des processus dominants (choix entre le refus à l'infiltration, les surfaces saturées contributives, un mélange des deux, etc.) et à travers les paramètres calés sur le bassin. Ce module est représenté au centre de la figure FIG.10.1.

1. et qui permettent parfois d'anticiper de quelques heures les précipitations à venir (via un modèle).

Un troisième module s'attache en général à évaluer les **zones inondées** en propageant les débits, prévus à l'aide du modèle pluie-débit, dans un modèle hydraulique afin de permettre d'anticiper les zones pouvant être inondées, les routes pouvant être coupées (Versini, 2007) dans le but de mettre en place des mesures de secours ou de remédiation adaptées, etc.

Les modules précédents rendent possible la mise en œuvre de prévisions *hydrologiques* des crues. Nous pouvons par ailleurs noter que les deux premiers modules sont ceux qui ont été présentés, utilisés et évalués dans tous les chapitres précédents.

Un dernier module cherchera plus particulièrement à augmenter encore l'anticipation. Il s'attachera à collecter ou produire [1], puis adapter des **prévisions de précipitations**. Ces prévisions de précipitations peuvent être proposées sur différents horizons de prévision : par exemple, les images radar permettent d'anticiper de quelques heures, alors que des modèles météorologiques permettent de réaliser des prévisions sur plusieurs jours (48 h voire 72 h).

C'est l'ajout de ce dernier module, un module de prévision des précipitations, aux modules déjà utilisés au cours de cette étude (système d'observation et modèle pluie-débit) qui va nous intéresser dans ce dernier chapitre [2]. On parlera alors de *chaîne de prévision hydrométéorologique*.

Les difficultés posées

Les prévisions quantitatives de précipitations La première difficulté est de disposer de prévisions quantitatives de précipitations. Nous ne nous étendrons pas dans ce travail sur les différentes façons d'élaborer des prévisions quantitatives de précipitations [3], ni sur les différentes sources susceptibles de les fournir. Dans toute la suite de ce travail, nous supposerons donc que des prévisions quantitatives de précipitations existent. En revanche, nous nous attacherons à préciser la forme sous laquelle ces prévisions sont mises à disposition des utilisateurs hydrologues. Cette forme résulte d'un compromis entre ce qui est souhaitable pour l'hydrologue-utilisateur et ce qui est souhaité par le météorologue-fournisseur.

Des prévisions quantitatives *probabilistes* de précipitations Ces prévisions quantitatives de précipitations étant encore fort incertaines, nous souhaitons qu'elles soient fournies sous forme d'une distribution de probabilité. Celle-ci traduit que, pour l'étendue des valeurs possibles $[0, +\infty]$ le modèle météorologique leur attribue des probabilités diversifiées d'apparaître, conditionnées par la situation correspondante.

Par exemple, pour demain, la prévision des précipitations est entre 0 et $+\infty$. Mais on sait – d'après la configuration météorologique – qu'il y a plus de probabilité d'être entre 10 mm et 50 mm, avec même un pic de probabilité vers 25 mm, sans exclure toutefois que 90 mm soit possible, car le modèle est imparfait, la situation initiale pas tout à fait bien décrite, etc.

Un problème d'échelles La difficulté rencontrée par les hydrologues vient souvent de ce que ces prévisions de précipitations sont fournies ou élaborées avec des échelles temporelles et spatiales qui ne sont pas les mêmes que celles utilisées en hydrologie (Habets *et al.*, 2005). C'est-à-dire qu'elles ne sont pas utilisables en l'état par le modèle pluie-débit. Par exemple, dans le cas de

1. Cette étape est plus ou moins externalisée, selon ce qui est fourni aux services de prévisions des crues. Les prévisions de précipitations peuvent être produites directement par le service de prévision des crues en traitant lui-même les sorties de modèles météorologiques (par exemple avec la techniques des analogues) ou à partir des informations issues du radar et transmises en temps réel. Les prévisions peuvent également être reçues directement d'un service météorologique.

2. La propagation hydraulique des débits n'est pas traitée dans le présent travail.

3. C'est un point qui concerne davantage les météorologues que les hydrologues.

l'échelle spatiale, les prévisions sont souvent fournies sur des points de grilles régulières, avec des résolutions plus ou moins fines, qu'il nous faut agréger si l'on veut travailler globalement au niveau du sous-bassin ou du bassin.

Une désagrégation temporelle indispensable Par ailleurs, les producteurs de prévisions quantitatives de précipitations imposent en général une précipitation cumulée sur des pas de temps plus ou moins longs. Même si le modèle météorologique utilise des pas de quelques secondes, la précipitation est généralement proposée en cumul sur des pas de temps de 3, 6, 12 ou 24 heures. Ceci n'est bien sûr pas adapté au pas hydrologique nécessaire pour modéliser (simuler ou prévoir) des crues rapides, pas de temps hydrologique qui est souvent d'une heure, voire moins. Il est donc indispensable de trouver le moyen de désagréger temporellement ces prévisions de précipitations.

Le rafraîchissement des informations Enfin, ces prévisions sont généralement fournies et rafraîchies selon un cycle fixe qui a, lui aussi, son propre pas de temps. Par exemple, la situation la plus courante aujourd'hui, dans les services de prévision, est de recevoir des prévisions deux fois par jour : le matin, pour se préparer à gérer la journée en cours, et le soir pour gérer la nuit et le lendemain. C'est seulement en cas de mise en alerte que l'on passe à une fréquence de rafraîchissement supérieure. Mais quoiqu'il arrive, même avec une fréquence de rafraîchissement supérieure, cette fréquence ne devient pas infinie, et la question se pose, de savoir ce que l'on fait, quand les dernières disponibles prévisions ont été émises, il y a déjà 2, 4, 8 ou 15 heures en arrière.

Les défis à relever

Ainsi, entre les prévisions météorologiques brutes, émises à cycle fixe par le fournisseur, et leur utilisation hydrologique à des pas de temps plus fins, il y a tout un travail d'adaptation qui revient à l'hydrologue, avec pour but de *« faire avec »*, tout en s'efforçant de *« faire au mieux »* !

Une variété de contextes En pratique, il y a une infinité de contextes possibles. Seul celui que nous allons traiter sera décrit en faisant l'hypothèse que d'une part il est suffisamment représentatif, et d'autre part, qu'il peut facilement être adapté à des contextes voisins. En fait, notre étude s'inscrit dans un ensemble de travaux menés depuis longtemps au LTHE [1] sur le développement d'une chaîne de prévision hydrométéorologique (Tourasse, 1981; Lardet, 1992; Datin, 1998; Marty, 2006). Il nous a semblé intéressant de tester cette chaîne sur au moins un des bassins de la Loire supérieure.

Le contexte retenu Pour mettre en œuvre et tester cette chaîne, le contexte que nous retenons est le suivant :

- Nous travaillons en modélisation hydrologique globale sur des bassins [2], à un pas de temps horaire.
- Nous disposons pour ce bassin de prévisions quantitatives de précipitations à pas de temps journalier. La variable prévue est la précipitation moyenne spatiale sur le bassin, sous forme de cumul entre 06h TU et 06h TU le lendemain. Pour une journée donnée, la distribution statistique attendue de cette pluie moyenne nous est donc fournie.

1. Laboratoire d'Étude des Transferts en Hydrologie et en Environnement, (CNRS, Institut National Polytechnique de Grenoble, Institut de Recherche pour le Développement, Université Joseph Fourier).

2. Un seul sera considéré ici, pour illustrer la démarche.

– Ces prévisions sont fournies chaque jour à 6h TU, (une seule fois par jour dans notre cas). Elles sont fournies (et donc disponibles) pour les sept journées à venir, mais nous nous limiterons, dans notre cas, à leur utilisation hydrologique sur les journées J et J+1 c'est-à-dire sur les 48 h à venir.

Les prévisions quantitatives probabilistes de précipitations utilisées Ces prévisions de précipitations ont donc déjà fait l'objet d'un prétraitement hydrologique, puisqu'elles ont été intégrées/adaptées à l'échelle du bassin, et qu'elles sont probabilisées – comme nous le souhaitons.

Dans le cas qui nous concerne, elles proviennent de l'adaptation par la méthode des analogues, dans la version développée au LTHE (Guilbaud, 1997; Djerboua, 2001; Bontron, 2004) qui a fonctionné de manière plus ou moins continue depuis 2002. On pourra noter que ses limitations sont les suivantes :

– une résolution temporelle un peu grossière : 24 heures, même si des versions fonctionnent actuellement avec un pas de cumul plus faible (12 ou 6h).
– et un cycle de rafraîchissement assez lent : une fois par jour le matin à 6h TU, alors qu'il est plus courant de rafraîchir toutes les 12 h.

Les défis Toutefois, le choix de ces conditions – c'est-à-dire du contexte dans lequel nous nous plaçons et des prévisions quantitatives de précipitations utilisées – ne modifie pas le défi à relever (*« comment faire le meilleur usage hydrologique de ces prévisions de précipitations ? »*) qui restera largement identique même si ces conditions sont modifiées.

Nous nous trouvons donc, finalement, face à trois défis pour désagréger au pas horaire des cumuls journaliers, à savoir produire des scénarios de pluies horaires :

– en respectant la structure statistique et la climatologie des pluies horaires sur le bassin considéré,
– tout en respectant la continuité avec la partie déjà réalisée et observée de l'événement, c'est-à-dire en étant conditionné par le passé,
– mais en respectant aussi la distribution statistique attendue pour les cumuls sur 24 heures, telle que proposée par la prévision quantitative des pluies, c'est-à-dire en étant conditionné par le futur tel qu'il était prévu lors du dernier rafraîchissement des prévisions.

10.1 Outils, méthodes et données

10.1.1 La désagrégation temporelle des prévisions de précipitations

10.1.1.1 Présentation

Un générateur parmi d'autres Pour répondre à la seule question de la désagrégation temporelle des précipitations, une grande variété de méthodes ont été utilisées : des modèles chaotiques (Sivakumar, 2001), des réseaux de neurones artificiels (Burian & Durrans, 2002), des modèles de cascades (Onof *et al.*, 2005; Gaume *et al.*, 2007), des modèles de Poisson groupés (Onof *et al.*, 1994; Koutsoyiannis & Onof, 2001), etc.

Dans cette étude, nous avons fait le choix d'utiliser un modèle de génération stochastique de pluie dit *« à méthode directe »*, basé sur une description géométrique du signal temporel des précipitations. En France, plusieurs générateurs de ce type sont utilisés : par exemple à l'intérieur de la méthode SHYPRE (Arnaud & Lavabre, 2000), un générateur stochastique de pluies basé sur

les travaux de Cernesson (1993); Arnaud (1997) est utilisé ; au LTHE, plusieurs travaux ont utilisé ou développé un générateur stochastique de précipitation de même type (Lardet & Obled, 1994; Marty, 2006). Ces deux exemples de générateurs sont en fait tous deux issus des mêmes travaux initialement menés à l'échelle ponctuelle (Croley *et al.*, 1978; Tourasse, 1981) puis adaptés pour des précipitations moyennes spatiales (Lebel, 1984; Lardet, 1992; Lardet & Obled, 1994).

Le principe de la méthode directe L'hypothèse de base de ce type de modèle est que la pluie est un processus aléatoire intermittent conduisant à une succession d'états pluvieux et d'états secs. Ceci conduit à définir différentes notions :

une averse est une phase pluvieuse d'intensité croissante puis décroissante (un seul pic, forme triangulaire) ;

un épisode est une succession d'averses et de périodes sèches. On parlera de deux épisodes pluvieux différents si ceux-ci sont séparés par un certain nombre (à définir) de pas de temps de période sèche.

un événement est défini par rapport aux données pluie-débit, il peut être composé d'un ou plusieurs épisodes, comportant eux-mêmes une ou plusieurs averses.

Pour permettre de décrire puis de générer des averses et épisodes, plusieurs variables doivent être définies (FIG.10.2). Dans le cas du générateur qui va être utilisé, ces variables sont les suivantes :

NA est le nombre d'averses constituant un épisode.

DA est la durée d'une averse (il y a donc une durée **DA** différentes pour chacune des **NA** averses).

HPA correspond au volume total d'une averse (idem).

HPMX est l'intensité maximale horaire de l'averse qui va ainsi permettre de définir la hauteur du pic (cette variable est reliée à HPA).

HEMA est la position du pic dans l'averse

ITEA est la durée sèche qui va succéder à l'averse (comme ce terme peut être nul, l'averse peut être suivie directement d'une autre averse).

Trois paramètres supplémentaires sont ajoutés afin de tenir compte des caractéristiques du bassin versant considéré :

ITEAmax correspond au nombre de pas de temps secs séparant deux épisodes (ce nombre varie en fonction de la forme du bassin : plus le bassin aura une forme allongé, plus ce nombre sera court).

SeuilBV est le seuil sur la pluie moyenne spatiale en dessous duquel elle est considérée comme nulle.

Interaverse correspond à l'écart entre deux intensités successives qui permet de séparer – ou non – ces deux averses.

10.1.1.2 Un générateur qui respecte la climatologie

Afin que le générateur de précipitations utilisé respecte la climatologie, les variables précédemment décrites ne sont pas complètement générées *« au hasard »* et les lois dans lesquelles elles vont être tirées sont calées sur des événements passés.

Pour cela une vingtaine d'épisodes particulièrement représentatifs, au pas de temps horaire, sont décrits du point de vue de ces variables. Ceci permet de fournir des distributions empiriques sur lesquelles ajuster des lois théoriques dans lesquelles seront tirées les variables descriptives des averses et épisodes à générer. Ainsi, ces caractéristiques permettent de paramétrer un générateur

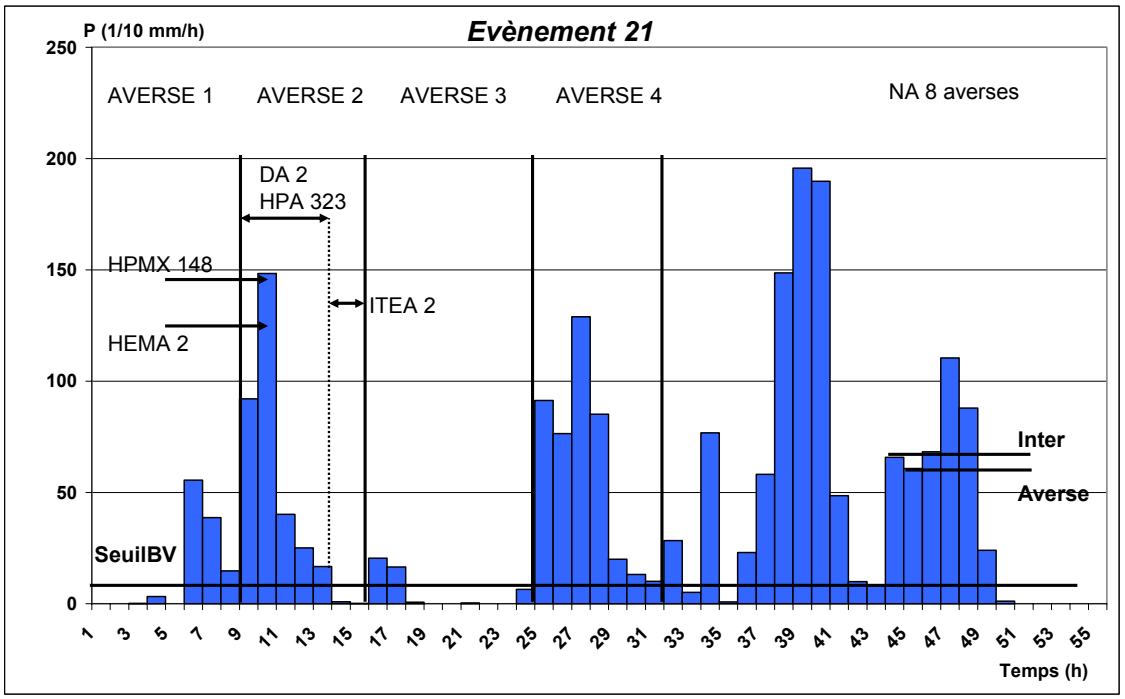


FIG. 10.2 – *Les différentes variables prises en compte pour paramétrer le générateur stochastique de précipitations (Source : Marty (2006)).*

de scénarii de pluie qui respectera les mêmes distributions dans les épisodes générés (du nombre d'averses, des durée d'averse, etc) que lors des épisodes représentant la climatologie du bassin considéré.

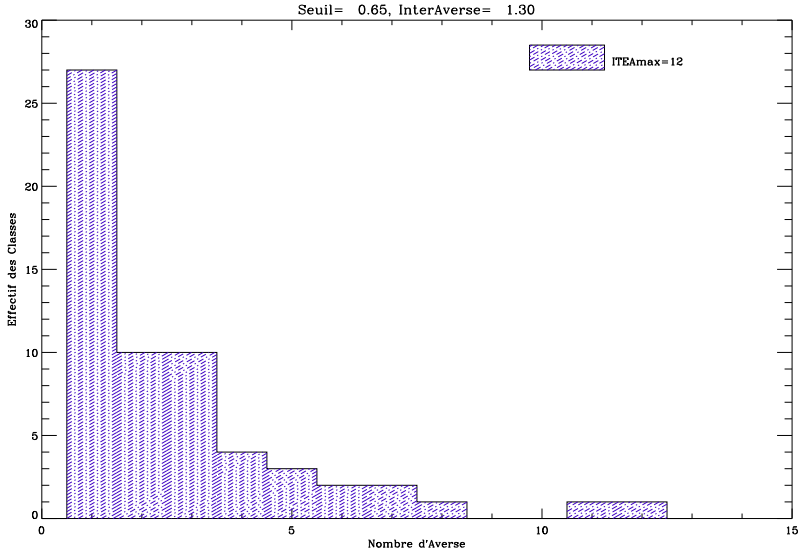


FIG. 10.3 – *Exemple de calage du générateur stochastique de précipitations : le cas du nombre NA d'averses, sur la Haute-Loire.*

10.1.1.3 Conditionnement par le passé

Lorsque le générateur de précipitations horaires va être utilisé en prévision, il va en général s'agir de :

- **prolonger un épisode** qui a déjà un certain nombre d'averses. Ceci revient à générer un nombre total d'averses supérieur à celui déjà observé (ou alors à supposer que l'on est dans la dernière averse).
- **finir l'averse** en cours. Ceci va avoir des répercussions sur le tirage de la durée de cette averse (supérieure à la durée déjà observée), de son volume de pluie (supérieur à la quantité déjà observée jusqu'au temps t), mais cela va également obliger à décider si le le pic de l'averse a déjà été passé ou non et à terminer le hyétogramme de cette averse.
- **passer aux averses suivantes** si on a fini de générer cette averse et si d'autres restent à générer.

Ainsi, l'averse en cours va avoir une influence importante lors du conditionnement du générateur stochastique, mais pas seulement, car la climatologie peut aussi contraindre cette génération. Par exemple, dans un cas où de nombreuses averses ont déjà été observées : le nombre d'averses NA, issu de la climatologie va pouvoir rendre plus probable un arrêt rapide des pluies.

10.1.1.4 Conditionnement par le futur prévu

Ainsi, ce générateur stochastique de précipitations va pouvoir tenir compte de la climatologie et des observations récentes, mais pour nous permettre de prendre en compte des prévisions quantitatives de précipitations fournies à un pas de temps trop grossier (ici 24 heures), il doit également pouvoir être conditionné par ce futur qui est prévu sour la forme de distributions probabilisées de cumuls de pluies en 24 heures (sur une fenêtre 06 TU-06h TU). Là encore, une approche simple, proposée par le LTHE, a été utilisée (FIG.10.5) :

1. cette loi de distribution (ou fréquence cumulée) est transformée en densité de probabilité (ou histogramme par classes) (FIG.10.4). Par exemple, si le nombre de scénarios souhaités est fixé à 1000, alors pour respecter la distribution, il faudra que 210 scénarios aient un cumul journalier dans la classe 25-30 mm, mais 120 dans la classe 20-25 mm et seulement 11 dans la classe supérieure à 55 mm.
2. un scénario est généré, avec pour seul conditionnement les observations passées (et la climatologie).
3. son cumul sur la fenêtre 06h TU à 06h TU le lendemain est calculé, ce qui permet de savoir à quelle classe il appartient (par exemple la classe 20-25mm). Si celle-ci n'en contient pas encore le nombre total désiré (c'est-à-dire 120 dans notre exemple), ce scénario est conservé. Sinon, il est rejeté.
4. un nouveau scénario est généré (étape 2) : on continue ainsi jusqu'à ce que toutes les classes soient pleines.

A l'issue de ces tirages, on dispose alors de 1000 scénarios horaires, qui durent plus ou moins longtemps, mais dont les cumuls sur 24 h sont distribués selon la distribution souhaitée. Pour en retenir 1000, il aura pu être nécessaire d'en générer bien davantage : 5000, 20000, voire jusqu'à un ou deux millions [1]..., ce qui prend en général quelques dizaines de secondes, mais cela peut parfois aller jusqu'à 20 minutes.

1. Ceci se produit dans des cas particulièrement difficiles.

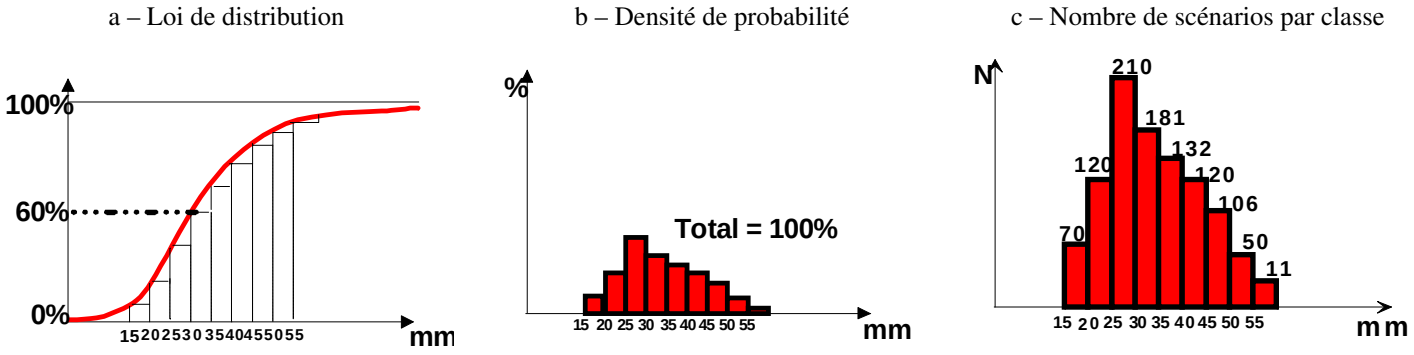


FIG. 10.4 – *Transformation de la loi de distribution des PQPF (prévisions probabilistes quantitatives de précipitations) en nombre de scénarios par classe : la loi de distribution (fréquences cumulées) est convertie en densités de probabilité que l'on multiplie par le nombre total de scénarios à générer (ici, 1000) ce qui donne pour chaque classe, un nombre de scénarios à produire.*

Nous avons supposé ici que nous nous placions à 06h TU et souhaitions respecter la distribution proposée par le modèle météorologique sur les 24 heures à venir. Nous verrons qu'au fil du déroulement de la journée, la distribution à respecter va devoir évoluer.

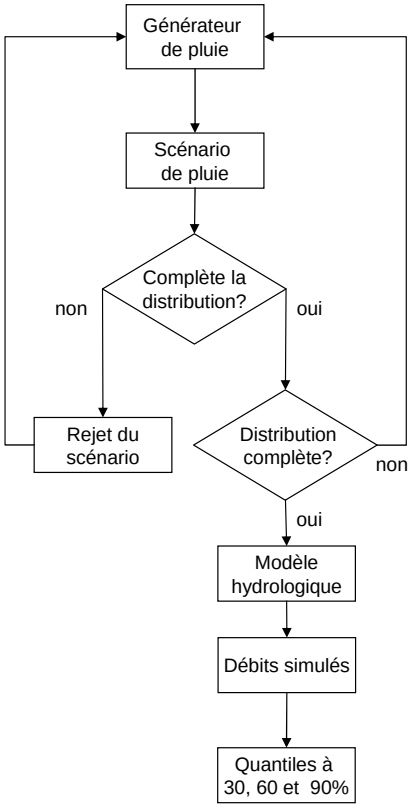


FIG. 10.5 – *Utilisation du générateur stochastique de pluie pour produire des scénarios de précipitations respectant les PQPF (prévisions probabilistes quantitatives de précipitations).*

10.1.2 Gestion du cycle de rafraîchissement des prévisions de précipitations.

Nous allons décrire la gestion du cycle de rafraîchissement dans le contexte qui a été retenu pour cette étude, c'est-à-dire :

– un rafraîchissement journalier, à 06h TU

– de prévisions de précipitation fournies sur des pas de 24 heures , soit [06h TU ; 30h TU] et [31h TU ; 54h TU].

A 6h TU : nouvelle prévision Le jour J à 6hTU, tout est remis à zéro. C'est le cas le plus simple (FIG.10.6). Il est 6h TU, une nouvelle distribution de cumuls de précipitations en 24 heures vient d'être obtenue (figure de gauche) pour J et J+1. Des scénarios de précipitations qui respectent la distribution journalière sur J (de 06 à 06hTU) doivent donc être générés, comme décrit précedemment de façon à ce que la distribution des cumuls de chacun des scénarios (figure du milieu) respecte la distribution des cumuls analogues (figure de droite : les deux distributions sont comparées). Ensuite cela se complique un peu.

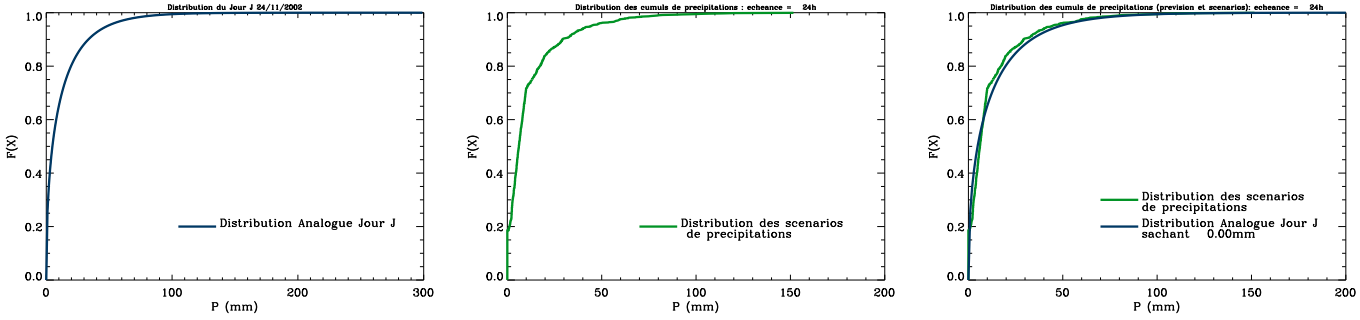


FIG. 10.6 – *Présentation des distributions des cumuls de précipitations (1er cas)*

De 07h TU à 17h TU A 7h TU, une heure vient de s'écouler depuis l'obtention de la distribution pour la journée J (FIG.10.7), pour laquelle la pluie observée est désormais disponible : la pluie journalière sera donc égale ou supérieure à cette pluie P_{6h-7h}. Pour les 23 heures restantes dans la journée (07hTU à 30 hTU (*i.e.* 06 hTU le lendemain)), il faut alors respecter la distribution conditionnée par le fait que le cumul va être supérieur à P_{6h-7h}. Pour cela, la distribution conditionnelle est élaborée à partir de la distribution initiale (FIG.10.7 en haut à gauche) et des précipitations déjà observées (FIG.10.7 en haut au milieu). Seule la dernière partie de la distribution est conservée pour les scénarios futurs (FIG.10.7 en haut à droite). Les scénarios de précipitations sont ensuite générés (FIG.10.7 en bas à gauche) et comparés à la distribution théorique (FIG.10.7 en bas à droite). Un sous-ensemble est sélectionné de manière à respecter cette distribution théorique sur les heures restantes (23 heures quand on est à 7 TU), et ainsi de suite. Cette procédure est reproduite ainsi, jusqu'à 17h TU, heure à laquelle on sait qu'il est déja tombé P_{6h-17h} et donc pour laquelle il faut respecter la distribution restante sur les 13 heures restantes de 17h TU à 06 h le lendemain. Ne conditionner que sur 13 heures peut sembler un peu faible : les scénarios pouvant alors commencer à être contraints artificiellement par une sorte d'*« effet de bord »* [1].

De 18h TU à 06h TU le lendemain Pour éviter de conditionner sur une durée trop courte (inférieure à 13 heures), on va donc chercher à étendre l'échéance sur laquelle on prend en compte la prévision. Pour cela [2], on va considérer non plus la prévision sur J, mais la prévision cumulée

1. Par exemple, si (i) il ne reste que quelques heures à générer, (ii) s'il n'a pas beaucoup plu dans la journée pour l'instant et (iii) que nous devons tout de même générer des scénarios ayant un cumul important, allant jusqu'à une centaine de millimètres : que faut-il faire ? Faut-il les mettre sur les quelques pas de temps restants, quitte à construire une averse considérable – et peut-être jamais observée dans les données historiques ?
De même, s'il a beaucoup plu dans la journée et que la pluie observée dépasse déjà les cumuls les plus probables dans la journée, faut-il arrêter la – génération de – pluie nécessairement instantanément?

2. Les détails de cette manœuvre sont décrits notamment dans Obled *et al.* (2003)

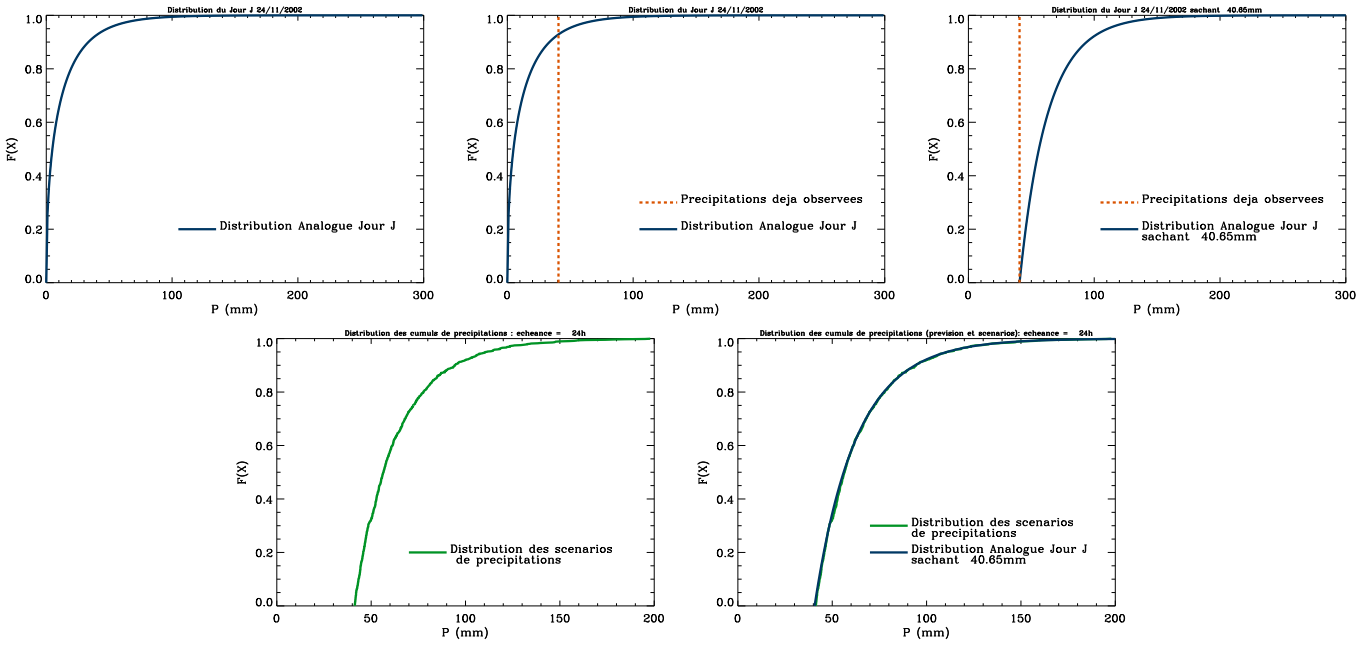


FIG. 10.7 – *Présentation des distributions des cumuls de précipitations (2e cas).*

sur J (FIG.10.8 en haut à gauche) et J+1 (FIG.10.8 en haut au milieu) (donc sur 48h, entre 06h TU et 54h TU). Pour cela, les deux lois de probabilité relatives à J et J+1 sont sommées, moyennant certaines hypothèses (indépendance [1] et lois Gamma).

Disposant de cette nouvelle distribution (FIG.10.8 en haut à droite), on sait aussi que 12 heures sur les 48 se sont déjà réalisées, et on connaît la pluie observée jusqu'à 18h soit P_{6h-18h}. On va donc en déduire la loi conditionnelle (FIG.10.8 en bas au milieu) à respecter sur la période des 36 heures restantes [18h TU - 54h TU]. On va ainsi générer des scénarios qui la respecte en terme de cumul sur la fenêtre [18h-54h TU] (FIG.10.8 en bas à droite). On passe ensuite à l'heure suivante, et ainsi de suite jusqu'à 23h TU, la dernière heure du jour J, mais aussi la dernière avant le rafraîchissement des prévisions. Pour cette dernière heure, on reprend donc de la loi de probabilité relative à J et J+1, mais cette fois on connaît la pluie sur les 23 h écoulées P_{6h-23h} , et on génére des scénarios qui respectent la loi conditionnelle sur la fenêtre de 25 heures entre 23h TU et 54h TU.

Au pas de temps suivant Ensuite, il est à nouveau 6h TU (jour J+1) et de nouvelles prévisions viennent d'être reçues, tout le processus est alors réinitialisé.

Synthèse Par cette démonstration, nous voyons que la gestion en temps réel, de prévisions émises à pas de temps fixe, n'est pas si simple...

Au terme de cette routine de génération de scénarios sous contraintes, nous disposons désormais, pour chaque heure, d'un jeu de 1000 scénarios horaires [2] pour les deux jours qui suivent (même s'ils ne sont conditionnés par la prévision que sur une partie de cette période). Il reste maintenant à les transformer en débits.

1. Cette hypothèse d'indépendance vient du fait que les précipitations de deux jours consécutifs ont une corrélation très faibles, notamment pour des événements convectifs.

2. Ce choix de 1000 scénarios est conditionné par le fait que les enveloppes (quantiles) de débits se stabilisent à partir de 500 scénarios environ.

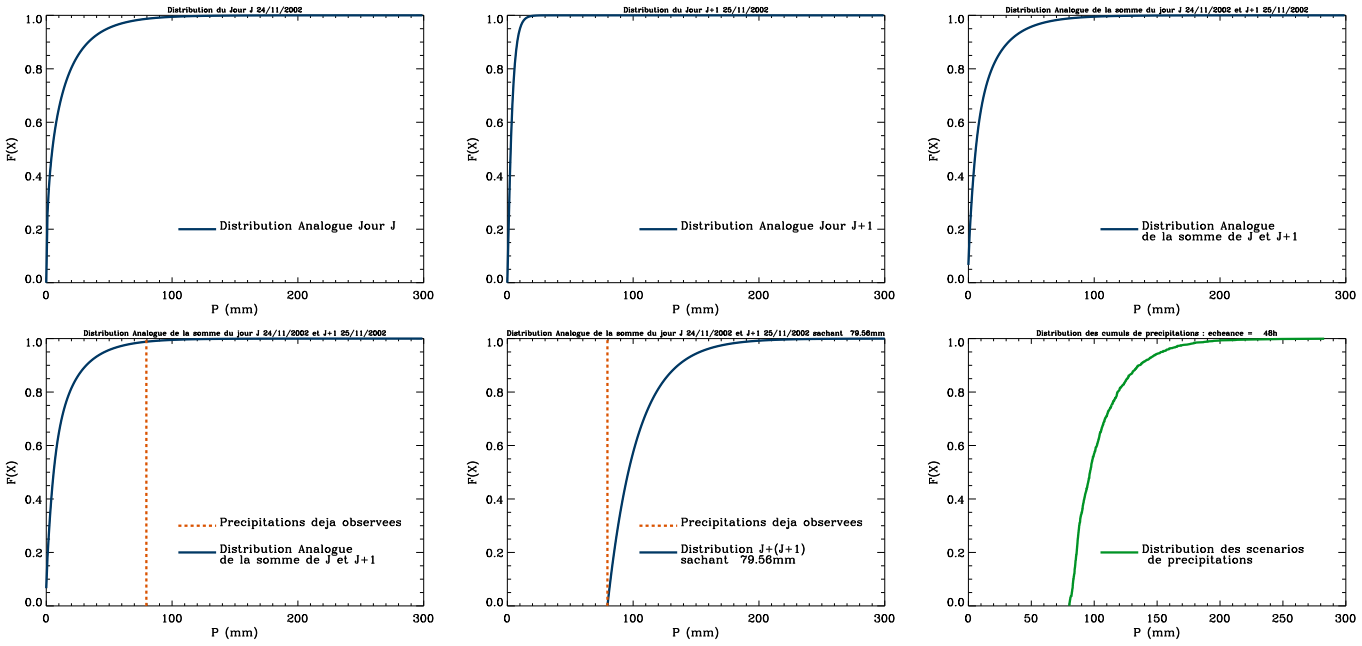


FIG. 10.8 – *Présentation des distributions des cumuls de précipitations (3e cas)*

10.1.3 La transformation par un modèle pluie-débit

10.1.3.1 Le modèle hydrologique

Ces scénarios de précipitations sont ensuite propagés à travers un modèle hydrologique. Ce modèle est ici le modèle Topmodel, basé sur les mêmes concepts que TOPM utilisé dans les chapitres précédents. Ce modèle événementiel a été calé sur des crues de la période 1977-2001, et sera ici utilisé en contrôle, sans technique de mise à jour.

10.1.3.2 Les prévisions quantitatives probabilistes de débits

Les scénarios de précipitations générés par le générateur et sélectionnés, car respectant la distribution des prévisions de cumuls de pluies en 24 heures, sont ensuite propagés dans le modèle pluie-débit ce qui permet d'obtenir des simulations d'ensemble des débits (FIG.10.9, en haut à gauche). A partir de ces simulations de débits, il est possible pour chaque pas de temps de calculer plusieurs quantiles de cette distribution de débit (FIG.10.9 en haut à droite). Il faut noter que cette démarche est bien différente de celle consistant à choisir le scénario correspondant à un quantile de pluie donné et à le propager ensuite à travers le modèle hydrologique (FIG.10.9 en bas à gauche). Enfin, les quantiles sur les débits peuvent être comparés à la fois au débit simulé avec la pluie future qui sera réellement observée [1] et au débit observé (FIG.10.9 en bas à droite).

En ce qui concerne les informations fournies sur ces graphiques, la pluie déjà observée est en bleu plein, alors que la pluie future qui sera observée est en hachuré (elle est encore inconnue) ; l'instant auquel est réalisée la prévision des débits est indiqué par un trait plein rouge et vertical, alors que les instants auxquels nous est fournie une nouvelle distribution de cumuls en 24 heures sont signalés par des traits rouges verticaux en pointillés (celle qui est actuellement utilisée) et par une petite encoche dans l'axe des temps (celles qui sont disponibles). Le nombre de pas de temps situé à droite de l'instant auquel est réalisé la prévision des débits (trait rouge plein) est donc le

1. Ce qui correspond au scénario *« pluie future connue »* utilisé dans la partie II.

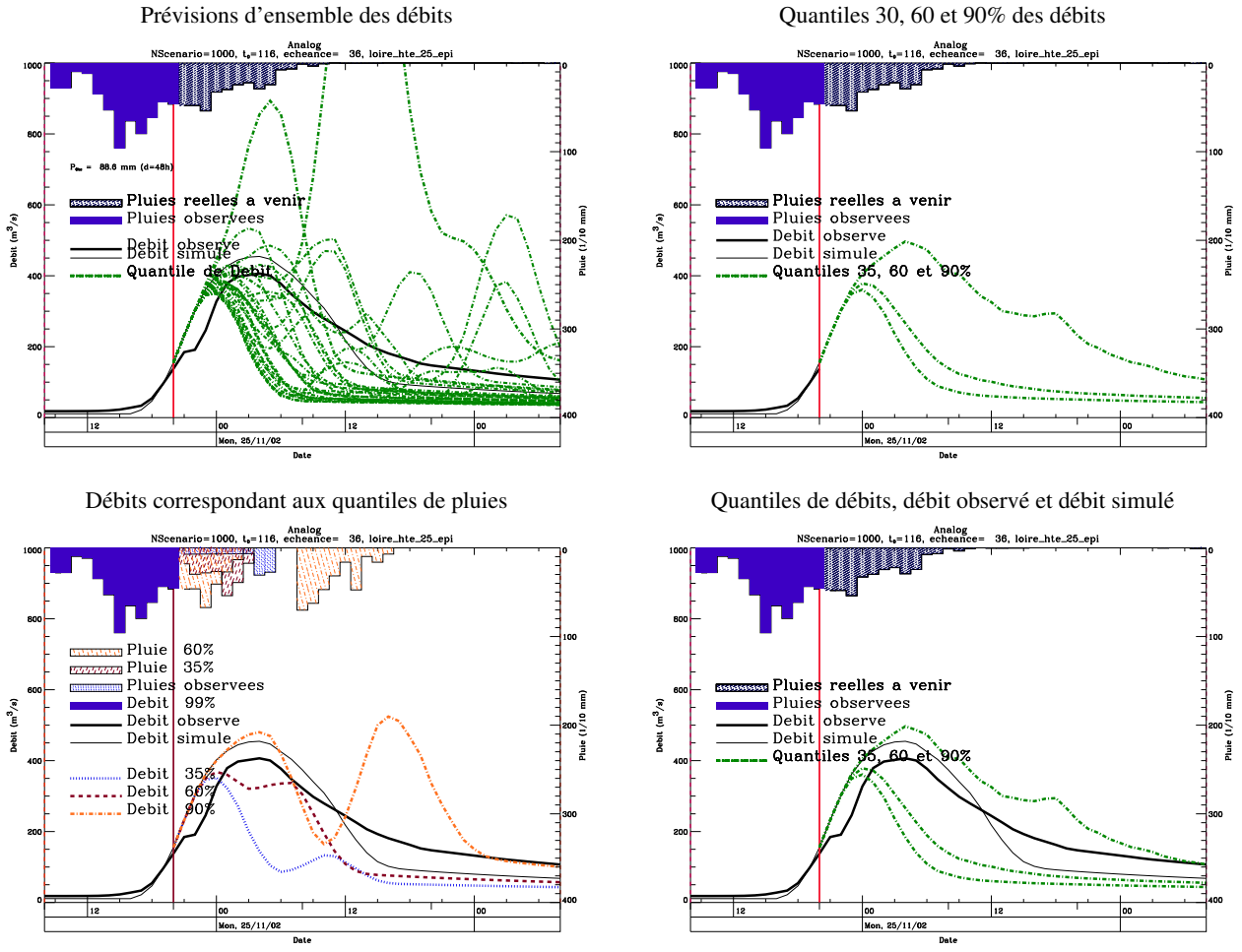


FIG. 10.9 – *Passage des simulations d'ensemble aux quantiles prévus*

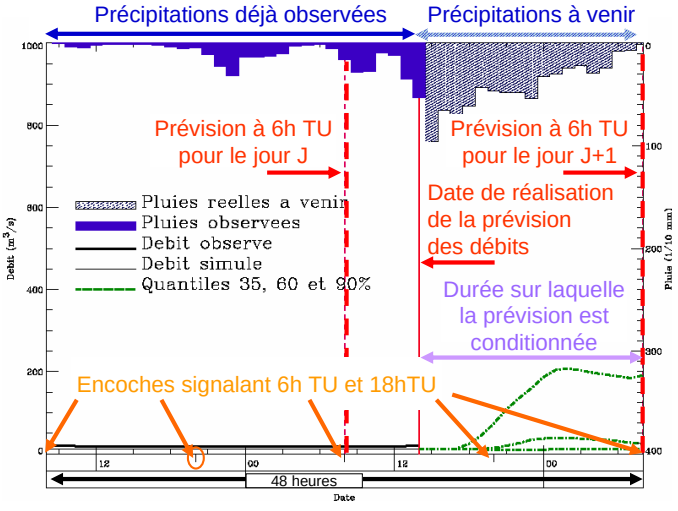


FIG. 10.10 – *Mode d'emploi pour la lecture des prévisions de débits*

nombre de pas de temps concernés par la distribution des cumuls en 24 heures qui va être la base des scénarios de pluies.

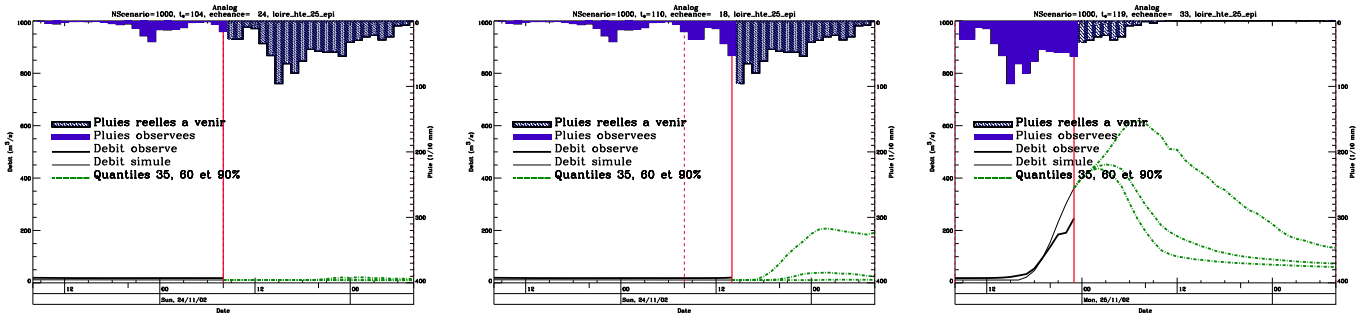


FIG. 10.11 – *Présentation des prévisions de débits (3 cas) : prévision réalisée à 6 TU avec une nouvelle PQPF ; prévision réalisée quelques pas de temps plus tard ; prévision réalisée avec une agrégation des distributions de la journée J et J+1*

10.1.4 Bassin et données

10.1.4.1 Le choix du bassin

Le bassin qui a été choisi est le bassin de la Loire à Chadrac en amont de la confluence avec la Borne, ce qui correspond à peu près au bassin de la Loire à Brives-Charensac. Ce bassin est particulièrement intéressant pour plusieurs raisons. En premier lieu, ce bassin comporte les enjeux les plus importants en terme de vulnérabilité immédiate : les principales zones sensibles de la Loire amont sont situées à l'aval direct de ce bassin (Brives-Charensac, Le Puy en Velay). Comme la chaîne hydrométérologique telle que nous l'utilisons a été optimisée pour des bassins de superficie de l'ordre de 400 à 800 km^2 environ, le bassin de la Borne a été *« soustrait »* du bassin de la Loire à Chadrac conduisant à une superficie [1] de l'ordre de 880 km^2. Enfin, ce bassin a été choisi, plutôt que Goudet ou Coubon, car l'influence du barrage de Lapalisse y est – un peu – moins sensible. Pour information, les seuils références de la DDE de la Haute-Loire (43) à Chadrac et à Espaly sont reportés dans le tableau TAB.10.1.

Bassin		Borne à Espaly	Loire à Chadrac
vigilance	(m^3.s^{-1})	36	135
pré-alerte	(m^3.s^{-1})	51	165
alerte	(m^3.s^{-1})	70	200
crue décennale	(m^3.s^{-1})	140	750

TAB. 10.1 – *Seuils références de la DDE43 pour la Borne à Espaly et la Loire à Chadrac*

10.1.4.2 Les données utilisées

Pour les données de pluies, une pluie moyenne spatiale est calculée sur ce bassin de la Loire en amont de la confluence avec la Borne. En ce qui concerne les données de débit, celles-ci sont reconstituées assez grossièrement à partir des données à Chadrac et à Espaly en ôtant les débits de la Borne à ceux de la Loire.

Sur ce bassin, le temps de montée au pic de l'hydrogramme unitaire identifié par la DPFT est de 6 heures (FIG.10.12 : le bassin de la Loire en amont de la confluence avec la Borne est noté

1. Le bassin de la Loire en amont de la confluence avec la Borne représente environ 1310 - 430 $\approx$ 880 km^2.

« Brives »). Ce qui signifie, d'après ce qui a été montré dans le chapitre 5 que la méconnaissance des précipitations futures n'aura un impact très réduit que sur deux à trois heures (d'un tiers à la moitié du temps de montée au pic de l'hydrogramme unitaire). Au-delà, elle deviendra théoriquement déterminante, et les horizons de prévisions supérieurs à cette durée offriront donc des plages de valorisation de la prise en compte des prévisions de précipitations.

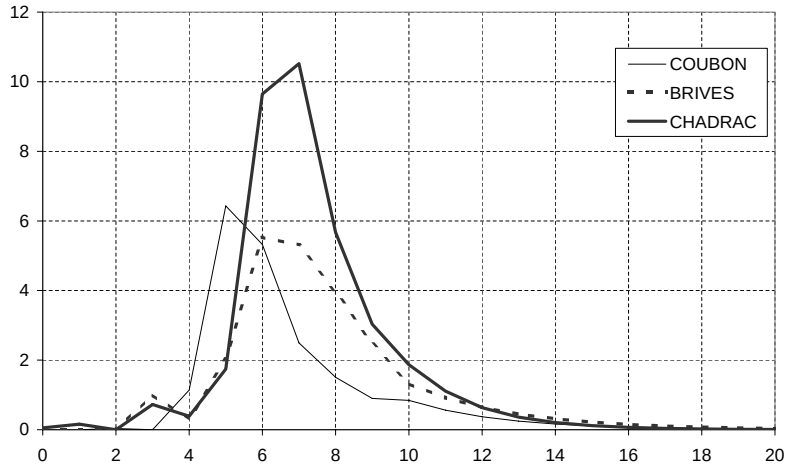


FIG. 10.12 – *Fonctions de transfert identifiées avec la DPFT*

10.1.4.3 Le choix des événements d'étude

Le choix des événements d'étude a été contraint par la disponibilité – ou non – de prévisions météorologiques en temps réel, celles-ci n'étant disponibles que depuis juin 2002. Le période de recouvrement des prévisions disponibles et des données de cette étude s'étend donc sur à peine un an et demi au cours duquel deux crues un peu plus importantes se sont produites : la crue de novembre 2002 et la crue de décembre 2003. Les caractéristiques des événements sélectionnés pour ce bassin sont décrites dans le tableau TAB.10.2.

Date	Bassin	Qmax ($m^3.s^{-1}$)		Pmax (mm/h)	Cumul de pluie max en 24 h (mm)	Débit initial ($m^3.s^{-1}$)	Période de retour
24/11/2002 03h TU	Chadrac	≈ 460 $m^3.s^{-1}$	(470 $m^3.s^{-1}$)	7.5	70	≈ 20 $m^3.s^{-1}$	
25/11/2002 00h TU	Espaly	≈ 61 $m^3.s^{-1}$	(72 $m^3.s^{-1}$)	6.2	41	≈ 3.5 $m^3.s^{-1}$	
25/11/2003 02h TU	Coubon	≈ 300 $m^3.s^{-1}$	(310 $m^3.s^{-1}$)	9.6	90	≈ 10 $m^3.s^{-1}$	
02/12/2003 10h TU	Chadrac	≈ 860 $m^3.s^{-1}$	(866 $m^3.s^{-1}$)	7.2	106	≈ 20 $m^3.s^{-1}$	12 ans
02/12/2003 09h TU	Espaly	≈ 185 $m^3.s^{-1}$	(>185 $m^3.s^{-1}$)	6.9	86	≈ 3 $m^3.s^{-1}$	
02/12/2003 08h TU	Coubon	≈ 510 $m^3.s^{-1}$	(535 $m^3.s^{-1}$)	8.3	124	≈ 3 $m^3.s^{-1}$	
03/12/2003 19h TU	Chadrac	≈ 860 $m^3.s^{-1}$	(647 $m^3.s^{-1}$)	4.6	65	≈ 20 $m^3.s^{-1}$	8.5 ans
03/12/2003 18h TU	Coubon	≈ 510 $m^3.s^{-1}$	(531 $m^3.s^{-1}$)	6.2	76	≈ 10 $m^3.s^{-1}$	

TAB. 10.2 – *Caractéristiques des épisodes choisis pour la Borne à Espaly, la Loire à Chadrac et le bassin de la Loire en amont de la Borne. Les débits indiqués correspondent aux valeurs au pas de temps horaire, les maxima ne correspondent donc pas tout à fait aux maxima réellement observés, indiqués pour information entre parenthèses (mais étant donné les incertitudes sur les courbes de tarages, on peut supposer que cela aura un impact limité). Pour rappel, l'enregistrement des données à la station d'Espaly s'arrête le 2 décembre à 8h TU pour la crue de décembre 2003 (échelle et capteur arrachés).*

10.2 Résultats

Cette chaîne de prévision hydrométéorologique a été mise en œuvre sur la Loire amont pour les épisodes de novembre 2002 et décembre 2003 qui sont présentés tour à tour, chaque événement faisant l'objet d'une présentation détaillée. Dans la présentation des prévisions, nous nous sommes efforcé, bien que cela ne soit pas très simple, de mettre le lecteur en situation de prévisionniste, avec des informations parvenant au fur et à mesure, la seule connaissance des observations et prévisions passées, etc.

10.2.1 La crue de novembre 2002

10.2.1.1 Description de l'épisode

Cette description est basée sur le rapport du centre de gestion des crues et des étiages [1] (CGCE, 2003), sur le travail de Yonnet (2003) et à partir des données disponibles. Cette crue est la deuxième [2] plus grosse crue écrêtée par le barrage de Villerest depuis sa mise en service (1984).

Les précipitations Deux épisodes pluvieux (de type cévenol : *« remontées pluvieuses très importantes en provenance de la Méditerranée »*, (MétéoFrance, 2002)) ont touché successivement le bassin de la Loire. Le premier épisode pluvieux (FIG.C.54) affecte principalement la frange sud-est du bassin (sur la journée du 21 novembre). Le plus fort cumul ponctuel en 24 heures est de l'ordre de 80 mm à Sainte-Eulalie.

Le second épisode est plus long (du soir du 23 novembre au matin du 25) et est caractérisé par des pluies qui se généralisent à l'ensemble du bassin (FIG.C.55), avec des intensités horaires et en 8 heures relativement fortes. Des cumuls en 24 heures de l'ordre de la centaine de millimètres ont été atteints sur plusieurs postes.

Les écoulements Alors que la première vague de précipitations n'a pas provoqué de réaction significative des débits, le second épisode pluvieux a entraîné une réaction forte des cours d'eau. Tous les affluents de la Loire amont ont réagi, tant en rive gauche qu'en rive droite. La Borne atteint 72 $m^3.s^{-1}$ le 25 novembre à 2 heures (heure locale). La Loire à Chadrac est montée de 3.75 m en 11 heures (de 16 h le 24 à 3 h le 25) pour un débit passant de 30 à 470 $m^3.s^{-1}$ et avec un maximum qui se maintient plus de 5 heures au-dessus de 4.5 m.

La gestion de la crue L'*« état de risque de crue »* est déclenché le 21 novembre à 14h TU par le dépassement d'un seuil pluviométrique (Rogleton 56 mm en 24 heures). Après l'arrêt des pluies en fin de journée, vers 20 heures, les débits se stabilisent et la *« fin de risque de crue »* est annoncée vers 1h TU le 22 novembre.

Une nouvelle alarme est déclenchée le 24 novembre à 16h 30 TU (permanence allégée des prévisionnistes) à partir du dépassement du seuil pluviométrique à Fay-sur-Lignon (plus de 50 mm en 24 heures) et un avis de *« risque de crue »* est envoyé à 18 TU. Le passage d'une permanence allégée à une permanence lourde (deux prévisionnistes au lieu d'un seul) est réalisé à 18h TU après le dépassement d'un second seuil pluviométrique de niveau 2 à Machabert (plus de 60 mm en 24 heures). L'*« état de crue »* est déclenché à 20h TU en prévision des débits pouvant arriver

1. Ce centre de gestion des crues et des étiages, basé à Orléans, est composé de prévisionnistes de la Diren Centre et de l'EPLoire. Sa mission en 2002 est la gestion des barrages de Villerest (prévision des entrées) et de Naussac sur l'Allier et l'annonce des crues en Loire moyenne (région Centre).

2. La plus forte depuis la mise en service du barrage est la crue de novembre 1996.

à Bas-en-Basset six heures plus tard et à Feurs 18 heures plus tard. La fin de l'*« état de crue »* est envisagé à 12 TU le 26 novembre après le passage de la côte maximale dans le barrage de Villerest.

10.2.1.2 Évaluation des prévisions analogues (événement de novembre 2002)

Les prévisions analogues sont un produit de prévisions, parmi d'autres possibles. Ces prévisions quantitatives de précipitations (QPF), si elles sont de bonne qualité, peuvent permettre de mettre les services de prévisions en vigilance.

Ce qu'annoncent les prévisions quantitatives de précipitations Dans le cas de ce mois de novembre 2002 (FIG.10.13), les prévisions analogues nous transmettent les informations suivantes :

- **le 20 au matin :** il est prévu de la pluie pour la journée : le quantile 60% correspond à une dizaine de millimètres de précipitations, le quantile 90%, une quarantaine (le quantile 20% reste à 0 mm, indiquant qu'il se peut qu'il n'y ait pas de précipitation). Dès ce matin du 20, il est possible de voir qu'un événement d'ampleur similaire, ou plus importante, peut se produire le 23.
- **le 21 au matin :** les analogues pour la journée indiquent moins de 20 mm de pluie pour le quantile 90, presque pas de pluie pour le quantile 60%. L'événement qui était prévu le 23 se décale vers le 24 et semble s'atténuer un peu (les valeurs correspondant aux quantiles des analogues sont moins élevées).
- **le 22 au matin :** les tendances annoncées précédemment se confirment avec un « pic » de pluie le 24 novembre (quantile 90% autour de 40 mm) mais avec un quantile à 60% assez faible (quelques millimètres).
- **le 23 au matin :** les prévisions pour la journée du 23 sont les mêmes que celles des jours précédents, par contre le pic du 24 novembre a disparu. Une remontée possible le 27 novembre ?
- **le 24 au matin :** les prévisions pour la journée sont faibles (moins de 10 mm pour le quantile 60% et 20 mm pour le quantile 90%). Dans les jours suivants, il est prévu peu de pluie.
- **le 25 au matin :** peu de précipitations pour la journée. Peut-être un peu de pluies le 27 novembre.

Ces prévisions analogues permettent de se mettre en vigilance dès le matin du 20 novembre à la fois pour cette journée du 20, mais également pour les journées des 23 et 24 novembre (soit 3 jours d'anticipation) puis pour le 27. Néanmoins les quantiles à 60% restant relativement faibles, il est possible que rien ne se produise.

Ce qui a été observé Une comparaison avec les cumuls de précipitations moyennes spatiales, de 6h TU à 6h TU le lendemain, permet d'évaluer la qualité des prévisions analogues (FIG.10.14). Les prévisions paraissent de qualité correcte pour les journées du 20, 23, 25 et du 29-30. Deux cas de légère surestimation apparaissent, le 22 et le 27, mais surtout deux journées sont largement sous-estimées. Ces deux journées, le 21 et le 24 novembre correspondent aux journées pour lesquelles les cumuls de précipitations ont été les plus importants et dépassent largement les quantiles à 90% prévu.

Conclusion sur les prévisions de précipitations pour cet épisode La prévision de précipitations dont nous disposons pour cet épisode est de qualité médiocre.

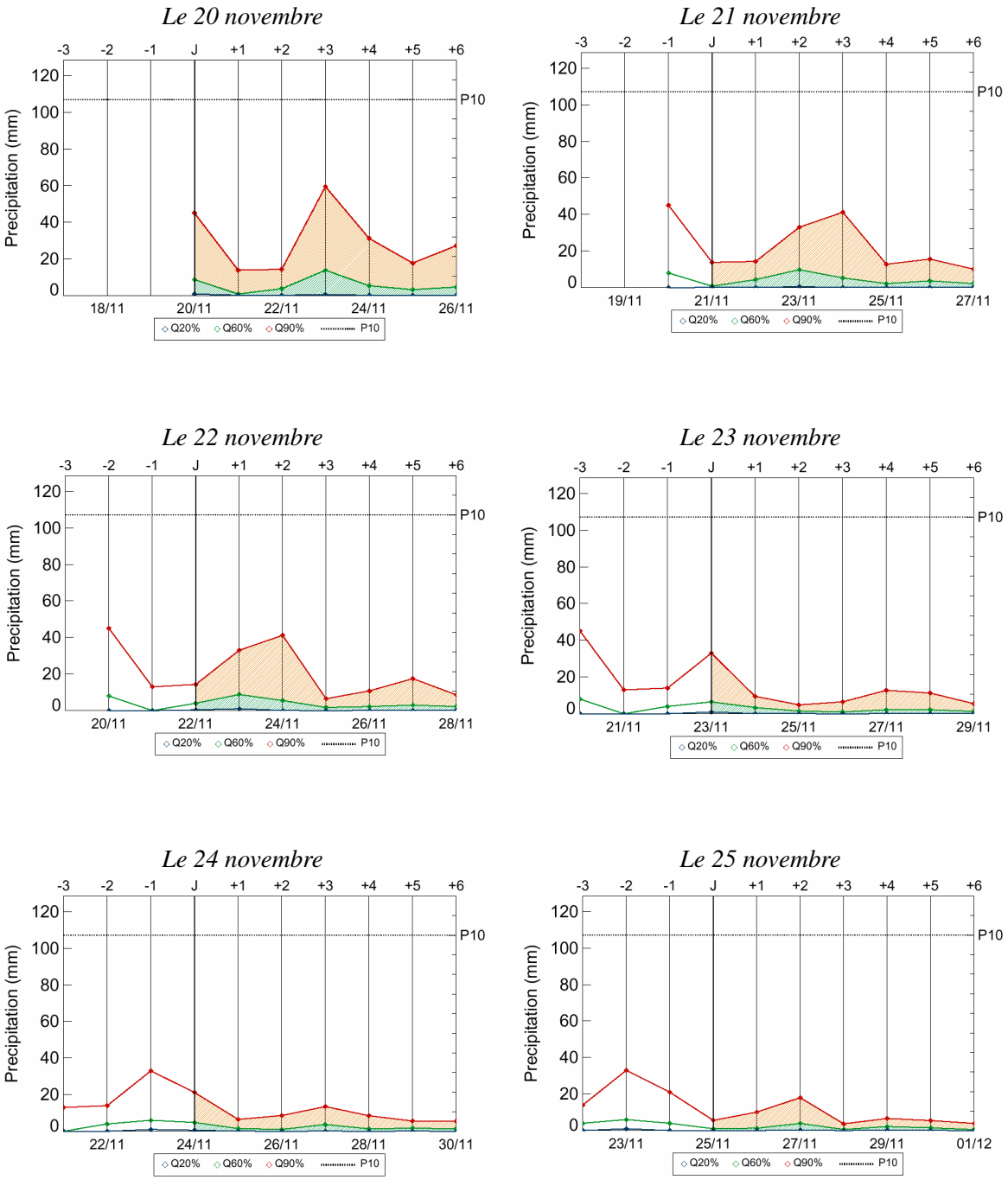


FIG. 10.13 – *Prévisions des analogues sur la crue de novembre 2002 : prévisions brutes. Sont indiquées en hachuré les prévisions (quantiles) à 7 jours (J à J+6) et en trait fin un rappel des quantiles prévus pour les trois derniers jours. La journée indiquée est la date d'émission de la prévision pour le jour même et les 6 jours à venir. P10 indique la hauteur de pluie décennale journalière pour ce bassin.*

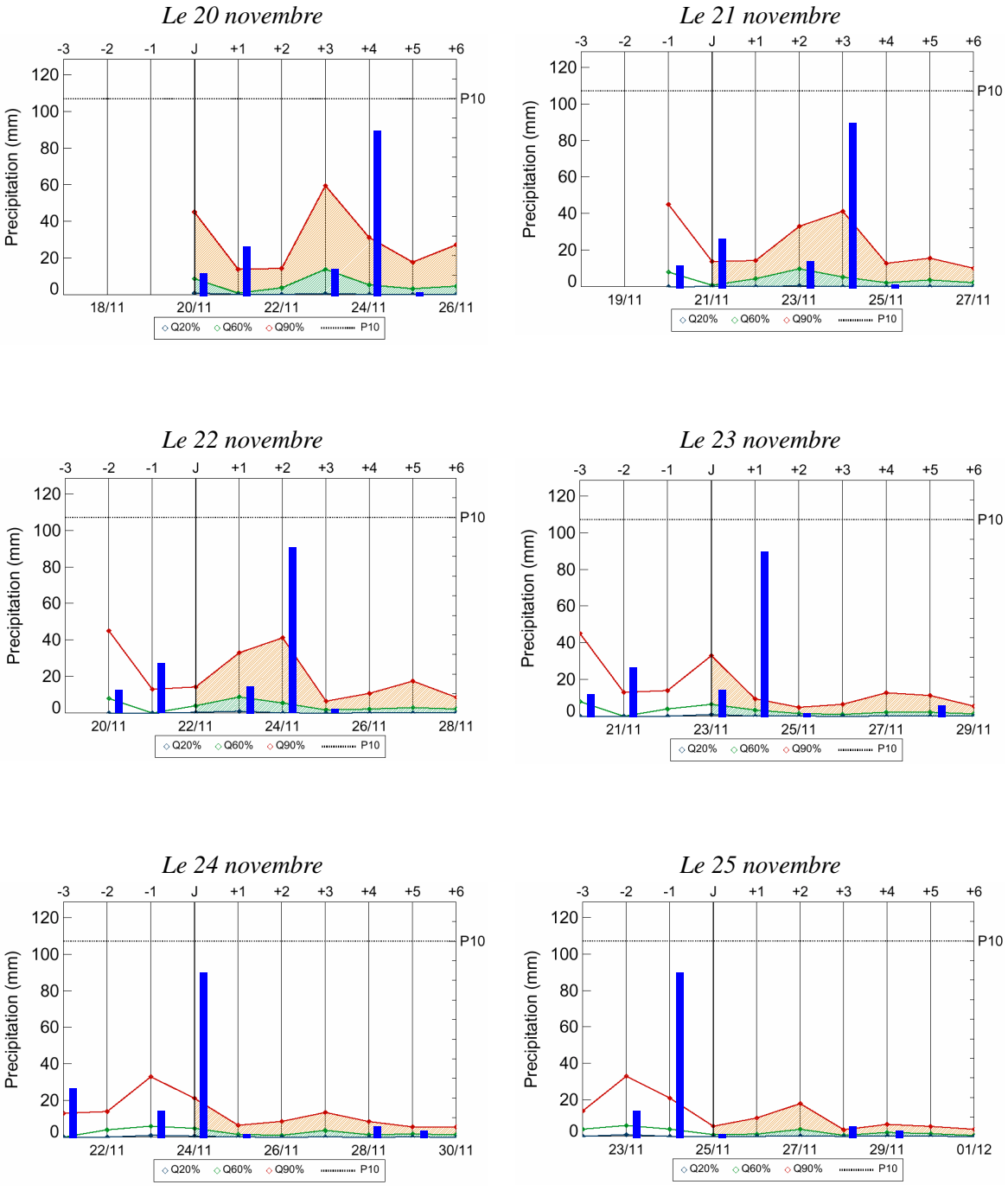


FIG. 10.14 – *Prévisions des analogues sur la crue de novembre 2002. Comparaison par rapport aux lames calculées à partir des observations. P10 indique la hauteur de pluie décennale journalière pour ce bassin.*

10.2.1.3 Évaluation des prévisions de débits

Les prévisions de précipitations en entrée ne sont donc pas très bonnes pour deux journées particulièrement décisives (ce sont les jours pour lesquels l'état de risque de crue a été enclenché par dépassement de seuil pluviométrique). Néanmoins Kobold & Sugelj (2005) notent l'effet non linéaire des incertitudes sur les prévisions de précipitations sur la modélisation des débits : il est donc intéressant d'examiner, ce qui se passe du point de vue des débits, et notamment de rejouer cette prévision.

Ceci va être réalisé en deux temps. Tout d'abord, les prévisions de débit sont présentées en simulation de temps réel, c'est-à-dire sans se comparer à des débits observés futurs. Puis dans un deuxième temps, elles seront évaluées par rapport aux observations.

Ce que disent les prévisions de débits. Cette première présentation est basée uniquement sur les prévisions qui sont fournies par la chaîne hydrométéorologique (FIG.10.15 et FIG.10.17). La comparaison avec les débits réellement observés sera réalisée dans le paragraphe suivant.

Le 23 à 06h TU A 6h TU[1], une nouvelle prévision de précipitations probabiliste est reçue : de la pluie est prévue, le quantile 50% pour les 24 heures à venir est à plus de 15 mm, le quantile 90% est à 50 mm environ. Au cours des dernières 12 heures, il a plu un peu. La prévision des débits *« voit »* une légère montée des débits possible.

Le 23 à 21h TU, le 24 à 00h TU et à 03h TU La tendance qui était envisagée plus tôt se marque encore un peu davantage, le quantile à 90% décolle et monte jusqu'à 200 $m^3.s^{-1}$ environ. Ceci peut être l'effet conjugué de la pluie déjà précipitée et des prévisions de précipitations futures.

Le 24 à 06h TU Une nouvelle prévision quantitative de précipitations est reçue pour la journée du 24. Celle-ci est plus faible que celle du jour précédent. Les débits prévus rechutent : n'était-ce finalement qu'une fausse alerte ?

Le 24 à 09h TU Entre 6h TU et 9h TU, environ 15 mm de précipitations sont observés. Ceci a un double effet : (i) les pluies déjà précipitées sont propagées à travers le modèle hydrologique, ce qui peut rehausser les débits prévus dans les prochains pas de temps (temps de réaction du bassin) ; (ii) ces précipitations déjà observées ont également pour effet de décaler la loi de distribution des précipitations futures, ce qui va permettre de générer des scénarios de pluies plus importants en cumul sur les 24 heures. Le quantile à 90% des débits décolle donc à nouveau (légèrement inférieur à 200 $m^3.s^{-1}$, avec une pointe vers minuit).

Le 24 à 12h et 15h TU Cette tendance se confirme. Des précipitations continuent à être observées (notamment des précipitations importantes entre 12 et 15 heures TU), la loi de distribution continue quant à elle à se décaler. Les quantiles 35 et 60% commencent à décoller à 12h TU et dépassent 200 $m^3.s^{-1}$ à 15h TU (ce qui est le seuil d'alerte pour le bassin de la Loire à Chadrac). **Une crue est prévue**, le quantile 90% dépasse même les 450 $m^3.s^{-1}$. La pointe de crue aurait lieu aux alentours de 21 TU.

1. 8 heures sur les figures : les heures des figures correspondant, par défaut, aux heures d'été.

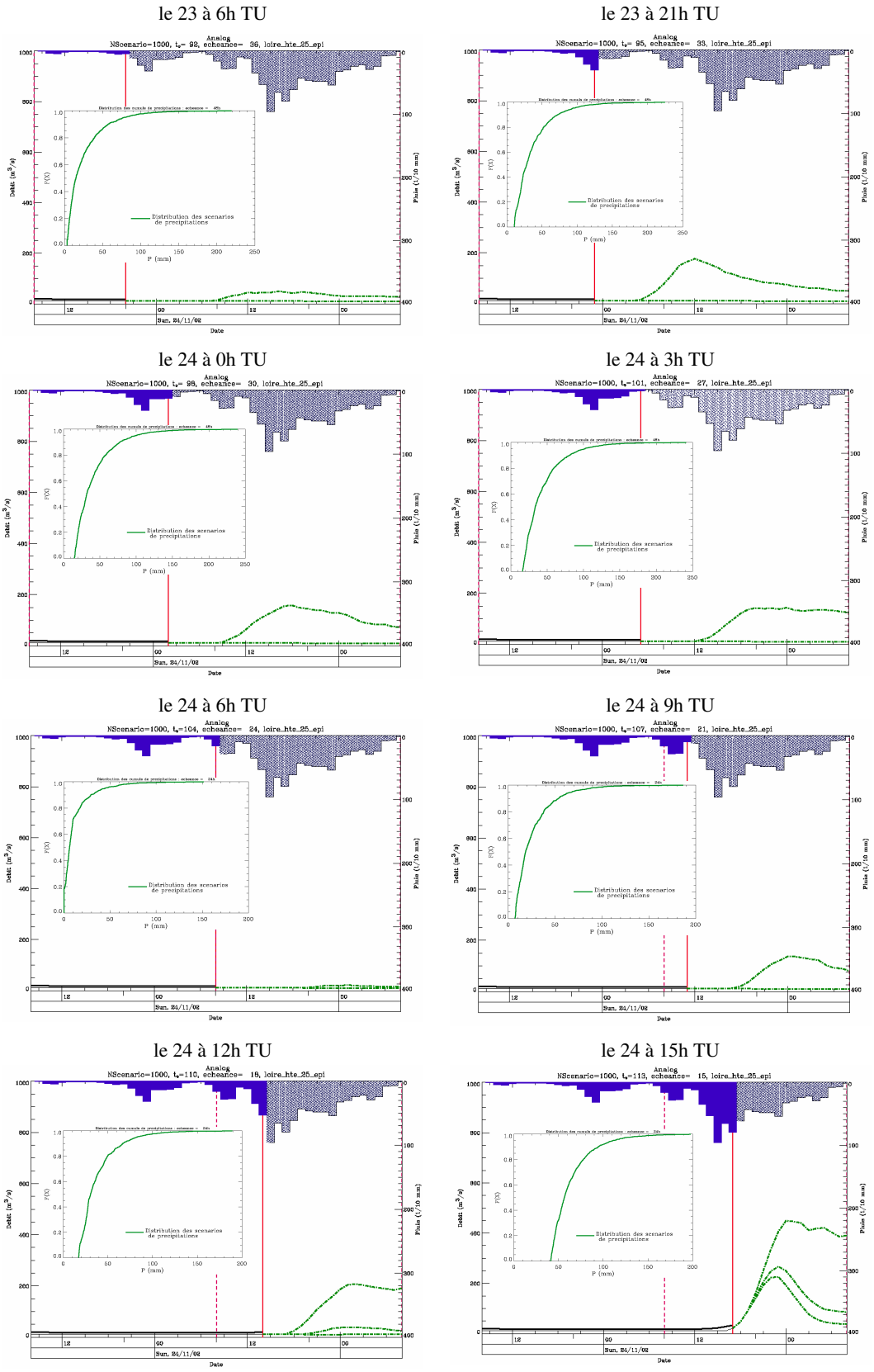


FIG. 10.15 – *Prévision de la crue de novembre 2002 (1e partie) : les prévisions. Les débits observés et simulés sont en trait plein noir épais et fins ; les quantiles 35, 60 et 90% des débits prévus sont indiqués en trait vert pointillé épais ; les pluies observées sont en bleu et les pluies réelles à venir en hachuré ; le trait horizontal rouge plein indique la date à laquelle est réalisée la prévision des débits et les traits rouges pointillés indiquent les dates des nouvelles prévisions de précipitations (pour la légende* cf. FIG.*10.17).*

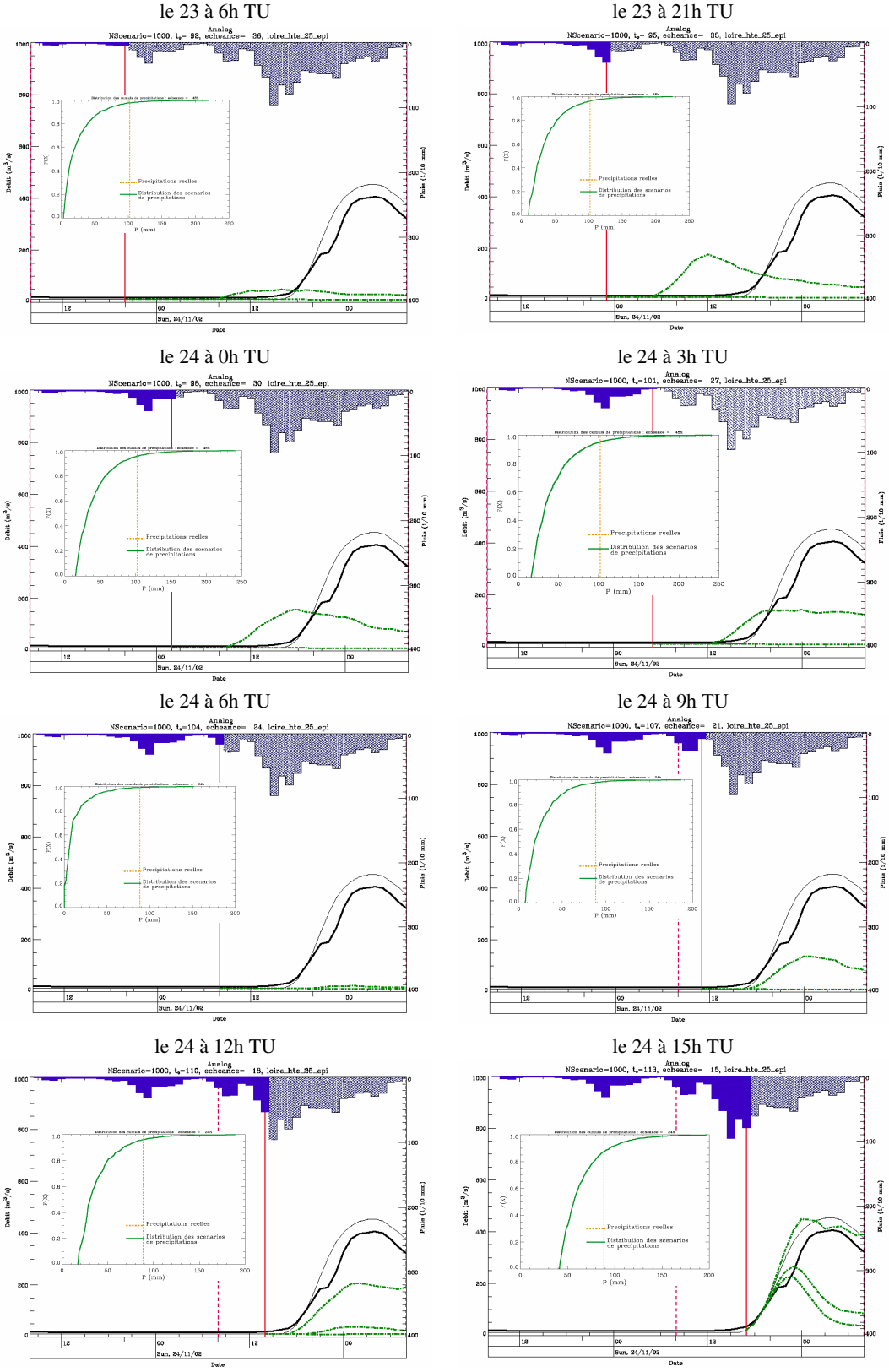


FIG. 10.16 – *Prévision de la crue de novembre 2002 (1e partie) : les observations. Les débits observés et simulés sont en traits pleins noirs épais et fins ; les quantiles 35, 60 et 90% des débits prévus sont indiqués en trait vert pointillé épais ; les pluies observées sont en bleu et les pluies réelles à venir en hachuré ; le trait horizontal rouge plein indique la date à laquelle est réalisée la prévision des débits et les traits rouges pointillés indiquent les dates des nouvelles prévisions de précipitations (pour la légende* cf. FIG.*10.17).*

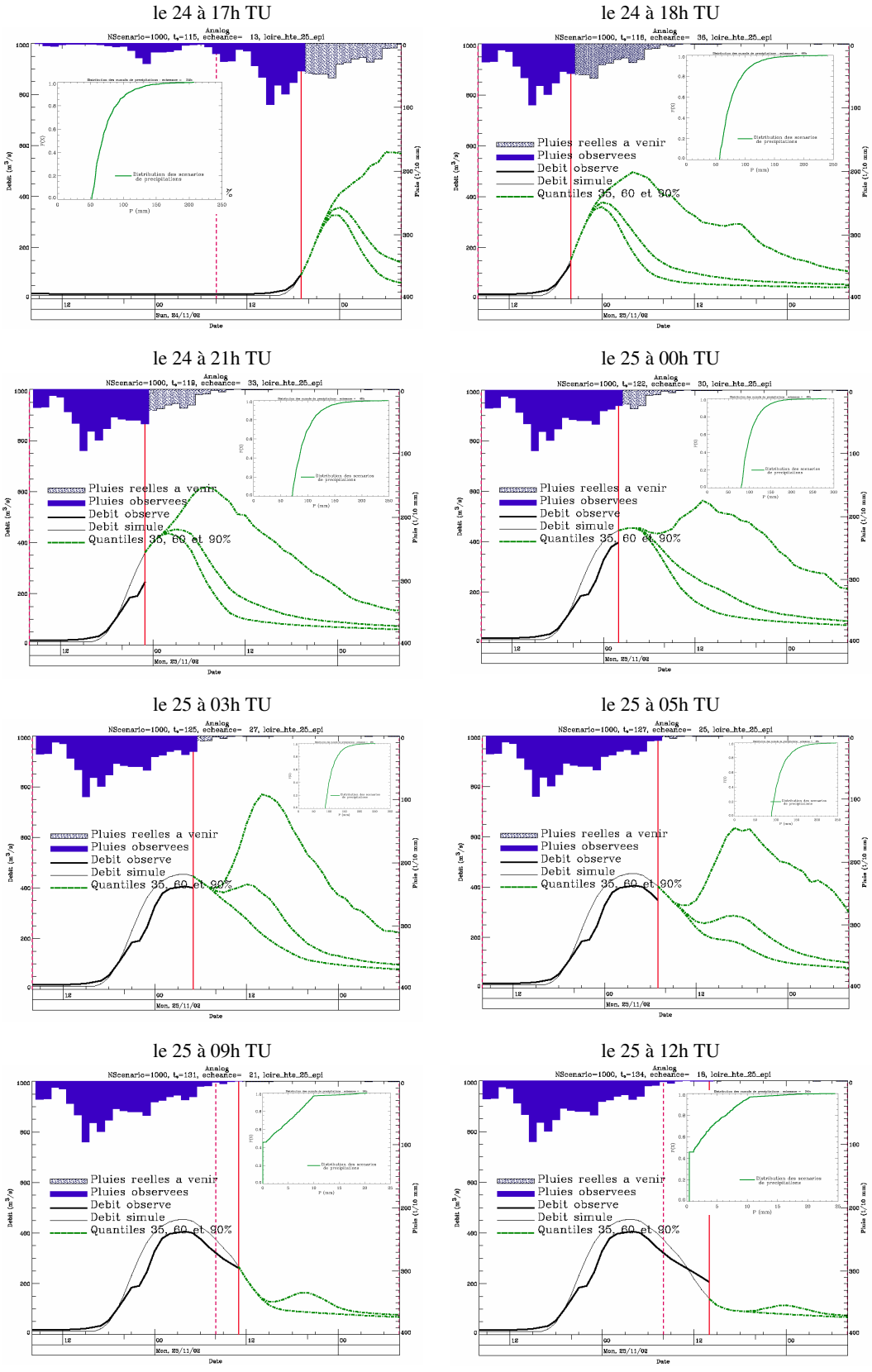


FIG. 10.17 – *Prévision de la crue de novembre 2002 (2e partie) : les prévisions seules*

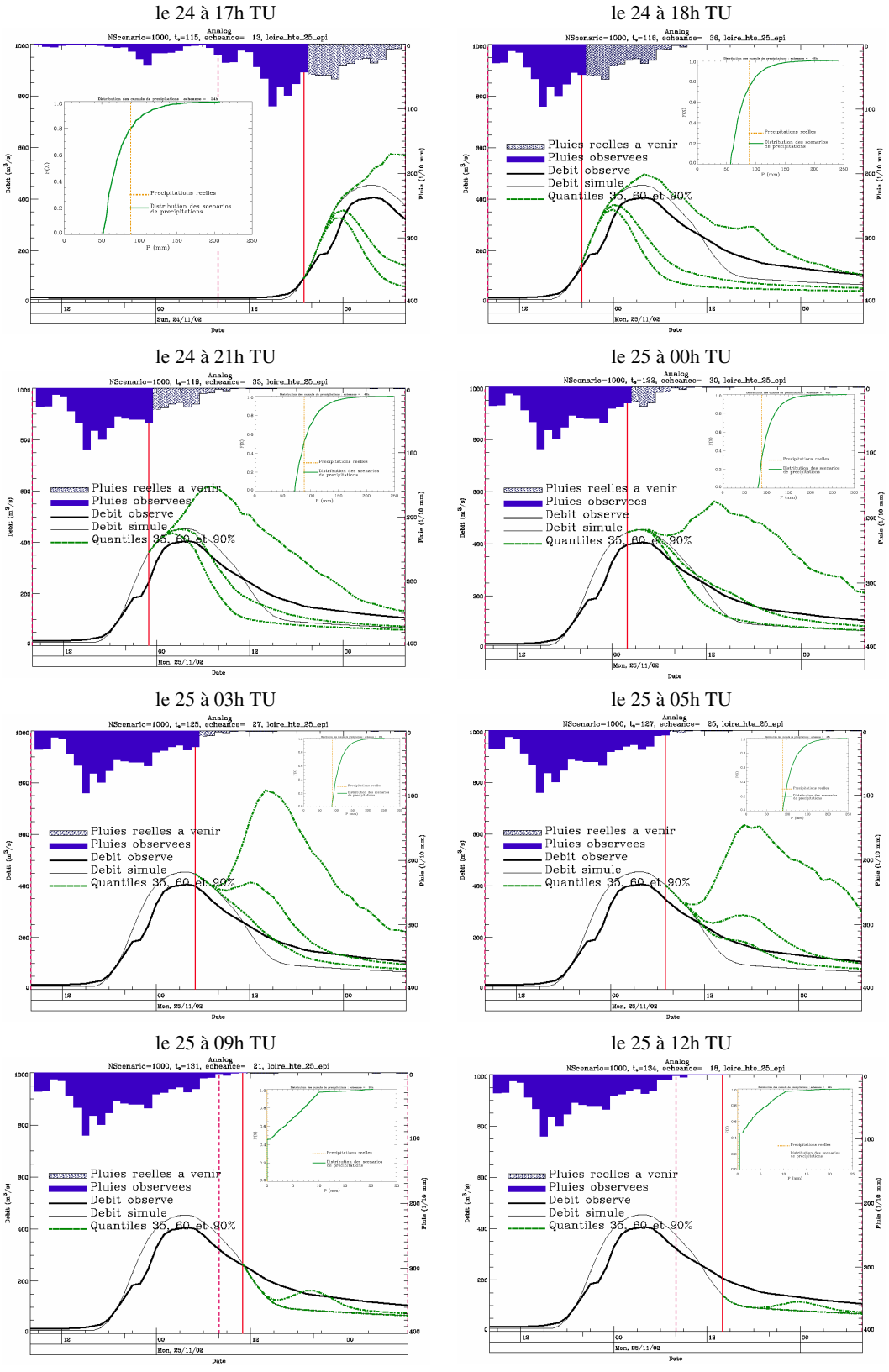


FIG. 10.18 – *Prévision de la crue de novembre 2002 (2e partie) : comparaison aux observations*

Le 24 à 17h, 18h et 21h TU Tous les quantiles de débits réagissent aux pluies déjà précipitées : une pointe de l'ordre de 400 $m^3.s^{-1}$ est prévue par les quantiles 35 et 60% pour un peu avant minuit en temps universel. Le quantile 90% indique même qu'il est possible que les débits atteignent 600 $m^3.s^{-1}$. On peut noter que dans le cas présent, la prise en compte à 18h TU de la distribution pour J+1 a finalement peu d'impact sur la prévision des débits.

Le 25 à 0h, à 3h et à 5h TU Le début de la décrue est prévu, avec peut-être une remontée vers 12 heures (le quantile 90% est autour de 600 $m^3.s^{-1}$).

Le 25 à 9 h et 12h TU Confirmation de la fin de la crue, avec un retour à la normale prévue pour le début d'après-midi.

Comparaison par rapport aux débits observés. Cette analyse se base sur les figures FIG.10.16 et FIG.10.18. Sur toute la première partie de la crue (jusqu'au 24 novembre à 12h TU), les prévisions de débits souffrent de la mauvaise prévision des précipitations pour la journée du 24 novembre. Même si le quantile 90% des prévisions de débits permet de se mettre en vigilance, il reste d'un apport limité.

A partir de 12h TU et des premières pluies précipitées importantes, les prévisions de la chaîne hydrométéorologique fournissent des prévisions intéressantes et très proches des valeurs qui seront réellement observées. Il faut noter que vers 21h TU, le quantile 90% encore bien élevé empêche toujours d'annoncer le début de la décrue, et ce, jusqu'à au moins 5h TU. La fin de la décrue est ensuite bien simulée.

Quels sont les délais d'anticipation obtenus ?

Pour le **début de la crue** : la chaîne hydrométéorologique permet d'annoncer qu'il y aura une crue, avec un dépassement du seuil d'alerte entre 12h TU et 15h TU. En fait, en se basant sur les prévisions intermédiaires (FIG.10.19) il apparaît que cette mise en alerte aurait pu être envisagée dès 13h TU. Le dépassement de seuil étant prévu pour 18h TU environ, ceci offre un délai d'anticipation de plus de 5 heures.

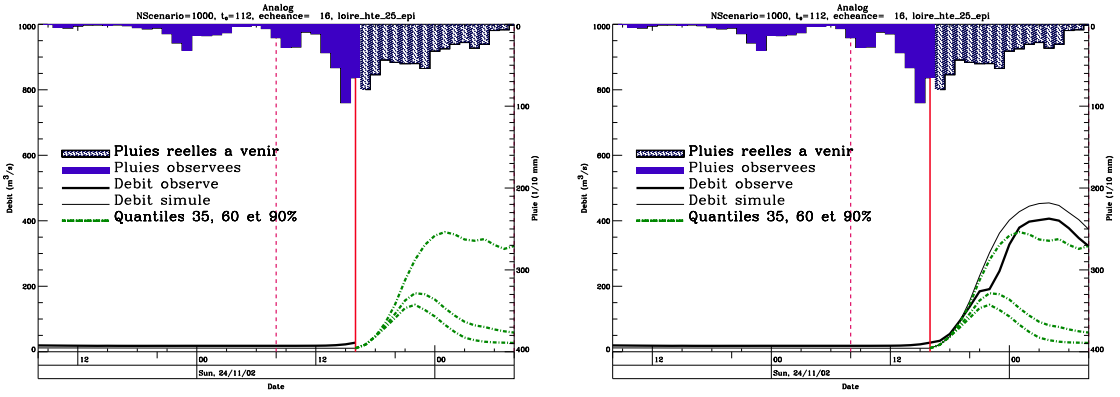


FIG. 10.19 – *Prévision du dépassement de seuil pour la mise en alerte : le 24 à 13 heures (à gauche, les prévisions sans les observations, à droite avec les débits observés et simulés)*

Pour la **pointe de crue** : la pointe de crue est prévue à 18h TU pour 0h TU environ, c'est-à-dire un délai d'anticipation de 6 heures à peu près.

Pour la **fin de la crue** : celle-ci n'est bien prévue qu'entre 5h TU et 9h TU – en fait dès 6h TU et l'arrivée des nouvelles prévisions de précipitations (FIG.10.20).

le 25 à 6h TU

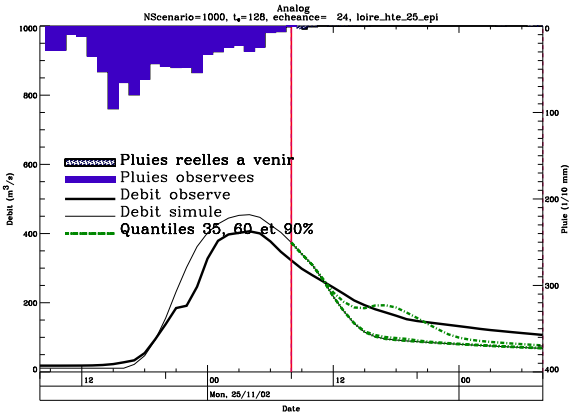


FIG. 10.20 – *Prévision de la fin de la crue*

10.2.2 La crue de décembre 2003

10.2.2.1 Description de l'épisode

La description de cet épisode est basée sur les données et est complétée par des informations issues des rapports de crues de la DDE43, du centre de gestion des crues et des étiages et du rapport sur le fonctionnement de Calamar (radar) sur cette crue. Il s'agit de la crue la plus importante enregistrée au barrage de Villerest ($Q_{entrant}$>2000 $m^3.s^{-1}$) depuis sa mise en service. Cette crue est donc particulièrement intéressante, mais pose davantage de difficultés pour plusieurs raisons. La première est que la station d'Espaly a été emportée, rendant plus laborieuse la reconstitution du débit de la Loire en amont de la Borne. La seconde difficulté est que la prévision analogue telle qu'elle a été décrite et utilisée plus tôt, n'a pas fonctionné (problèmes d'acquisition des données en temps réel), et c'est donc une prévision analogue, moins optimale, ne prenant pas en compte les champs d'humidité, qui a été utilisée [1]. La dernière raison est qu'il s'agit d'une crue pour laquelle les précipitations ont été sous forme neigeuse et pluviale, rendant plus difficile leur transformation en débits.

Les précipitations Un épisode cévenol d'après la DDE43 – stratiforme bas d'après RHEA (2004) – a touché les hauts bassins de la Loire et de l'Allier du 1^{er} au 3 décembre 2003 (60 heures).

Antécédent pluviométrique — Cet épisode pluvieux fait suite à un épisode pluvieux important, une semaine plus tôt (le 24 novembre), lui aussi de type cévenol qui a surtout touché les hauts bassins de la Loire et de l'Allier (plus de 100 mm en plusieurs postes les plus à l'amont). Il fait également suite à un épisode de précipitations peu significatif, du 29 novembre en fin d'après-midi au 30 novembre en fin d'après-midi (entre 10 et 20 mm en 24 h).

Caractéristiques de l'épisode — Cet épisode est caractérisé par une durée particulièrement longue (60 heures) et par une forte intensité. Étant données les températures alors présentes, une partie des précipitations est tombée sous forme de neige (TAB.10.3). Les cumuls de précipitations les plus importants ont été enregistrés sur le Vivarais et le Pilat (en 48 heures, 330 mm à Lanarce, 290 mm à Sainte-Eulalie, 250 mm au Chambon-sur-Lignon, 200 mm à Montfaucon-en-Velay). Les intensités maximales ponctuelles horaires ont atteint 23 mm à Lanarce, 12 mm à Sainte-Eulalie et Cayres.

La phase des précipitations — Les informations transmises par Météo-France indiquent qu'au cours des journées du 1er, 2 et 3 décembre, la phase des précipitations a pu être solide. En particulier, pour la journée du 2 décembre où la limite neige/pluie se situait environ à 400 m, c'est-à-dire à une altitude inférieure à l'ensemble du bassin de la Loire à Chadrac – et même de la Loire à Bas-en-Basset ! Les capteurs de température du réseau CRISTAL (Cayres, Monastier, Fay, Lanarce) confirment cela en indiquant une tenpérature inférieure à 3°C pendant toute la période du 1er décembre 14 h au 2 décembre 10 h.

Date	Information
le 30/11/2003	pluie partout (pas de trace de neige).
le 01/12/2003	neige au-dessus de 600 m, tombant dans l'après-midi (pluie le matin).
le 02/12/2003	neige au-dessus de 400 m, tombée toute la journée, parfois pluie/neige mêlée.
le 03/12/2003	neige au-dessus de 600 m, tombée toute la journée.
le 04/12/2003	pas de neige, juste un peu de pluie sur le plateau de Landos.

TAB. 10.3 – *Informations fournies par Météo-France (Centre de Météorologie de Haute-Loire CDM43) sur les précipitations*

1. Bontron (2004) avait noté que cette prévision analogue sans les champs d'humidité avait tendance à sous-estimer les cumuls de précipitations prévus.

Les écoulements A Chadrac deux pointes distinctes ont été notées, la première le mardi 2 en mi-journée (850 $m^3.s^{-1}$; jaugeage à 680 $m^3.s^{-1}$ 6 heures après la pointe de crue) et la seconde le mercredi 3 en fin d'après-midi (650 $m^3.s^{-1}$).

A la station d'Espaly-Saint-Marcel, alors qu'une contribution importante de la Borne était observée, un jaugeage a été réalisé à 70 $m^3.s^{-1}$ [1] à 0h50 (heure locale), avant que la station ne soit emportée au cours de la crue (à 8 heures TU le 2 décembre).

Pour la reconstitution des débits en décembre 2003, nous avons donc utilisé simultanément deux sources d'informations : (i) le pourcentage de contribution de la Borne au débit de la Loire sur la période précédent la disparition de la station et (ii) les valeurs des débits à Coubon et aux Pandraux qui sont les deux stations amonts jaugées. Ceci nous a permis de reconstituer des débits, entachés d'une incertitude importante. La chronique de débits *« observés »* n'est donc pas forcément la vérité, mais fournit néanmoins, une référence à laquelle se comparer – de même que le débit simulé par le modèle avec une connaissance des précipitations futures.

La gestion de la crue L'alarme grave hydrologique est enclenchée à 13 h le premier décembre (dépassement de seuil pluviométrique à Rogleton 62 mm en 24 heures). Cette alarme entraîne la mise en place d'une permanence allégée (un seul prévisionniste). A 18 heures, suite à une prévision de débit de 580 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset (seuil d'alerte de la DDE = 444 $m^3.s^{-1}$), un passage de la permanence allégée à une permanence lourde est réalisé (deux prévisionnistes sur place). L'état de *« crue »* est déclenché à 20 h suite à une prévision supérieure à 1000 $m^3.s^{-1}$ à Feurs.

La fin de l'état de *« crue »* et le retour à la normale à lieu le 5 décembre 2003 à 8 heures après le passage de la crue, dans le barrage de Grangent (le 2 décembre vers 18 h) puis dans le barrage de Villerest (le 3 décembre entre 6 et 13 heures).

94 personnes ont été évacuées sur des communes riveraines de la Loire (Coubon Monteil, Chaspinhac), ainsi qu'une école et une vingtaine d'habitations à Chadrac, une dizaine d'habitations à Aiguilhe et à Espaly St Marcel.

10.2.2.2 Évaluation des prévisions analogues

Ce qui est prévu Dans le cas de l'épisode de débit de décembre 2003, les quantiles prévus par les analogues restent très stables d'un jour sur l'autre.

- **le 27 au matin** : Peu de pluie prévue pour la journée et dans les jours à venir. Prévision d'un fort événement pluvieux pour les 1er, 2 et 3 décembre, avec un pic le 1er. Le quantile 20% est à presque 20 mm pour cette journée, ce qui indique qu'il va y avoir de la pluie sans trop d'incertitudes. Le quantile 90% est quant à lui à presque 80 mm, ce qui est relativement élevé quand on compare à la pluie moyenne décennale sur le bassin.
- **les 28 et 29 au matin** : Ces journées confirment les mêmes tendances : on attend un événement pluvieux important pour le premier décembre, avec déjà des pluies importantes pour le 30 novembre. Pas de précipitations importantes prévues pour ces journées.
- **le 30 novembre au matin** : Des précipitations sont prévues pour la journée. Les quantiles indiquent qu'elles ne seront probablement pas nulles et qu'elles devraient être inférieures à 20 mm. Pour le lendemain, il est toujours prévu des précipitations importantes, avec un rehaussement des quantiles 20 et 60%, limitant ainsi la probabilité de pluies inférieures à 20 mm.

1. C'est-à-dire le seuil d'alerte pour ce cours d'eau.

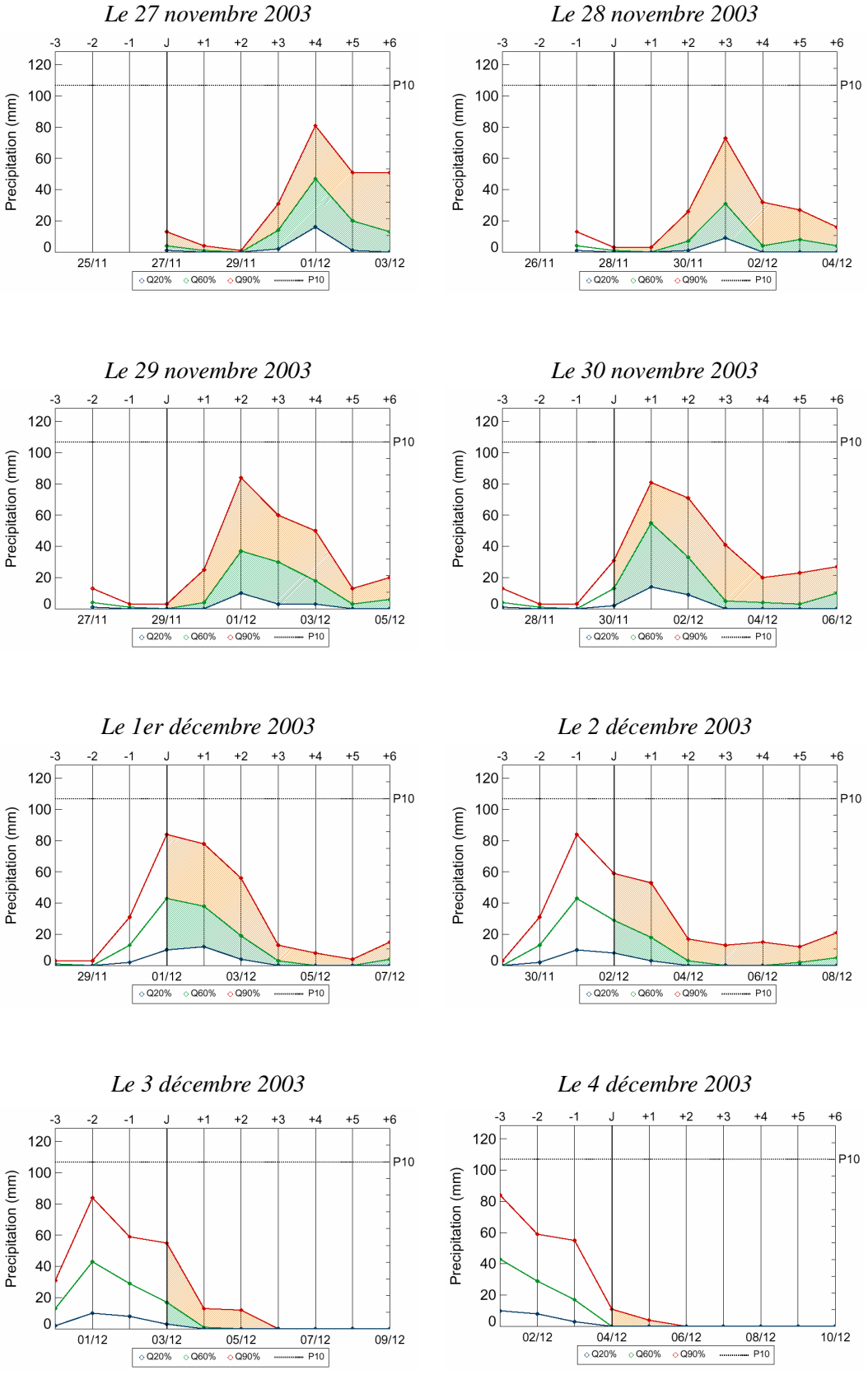


FIG. 10.21 – *Prévisions de précipitations des analogues sur la crue de décembre 2003. Sont indiquées en hachuré les prévisions de précipitations (quantiles) et en trait fin un rappel des quantiles prévus pour les trois derniers jours. La journée indiquée est la date d'émission de la prévision pour le jour même et les 6 jours à venir. P10 indique la hauteur de pluie décennale journalière pour ce bassin.*

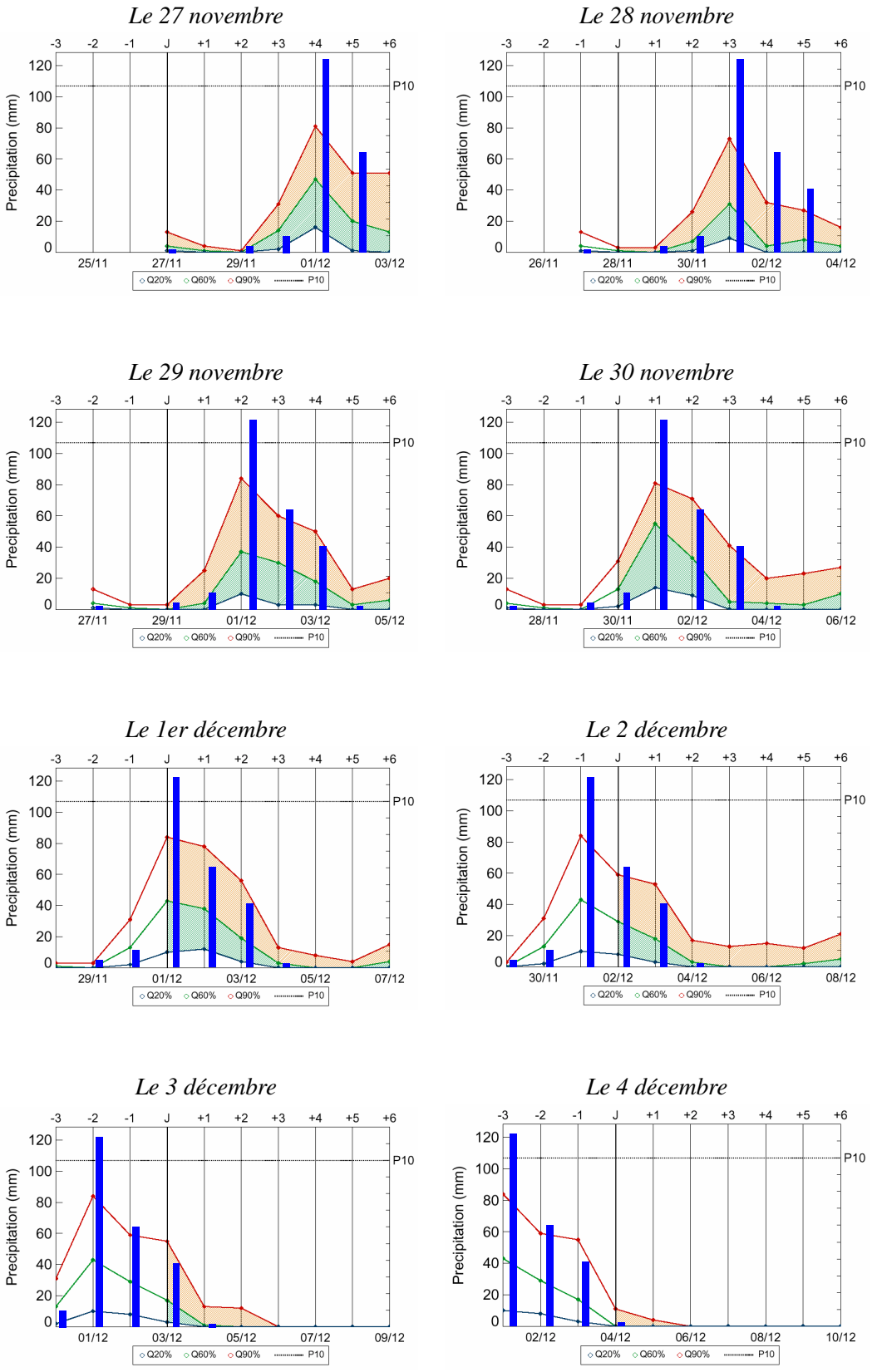


FIG. 10.22 – *Évaluation des prévisions de précipitations des analogues pour la crue de décembre 2003 : comparaison avec les valeurs observées. P10 indique la hauteur de pluie décennale journalière pour ce bassin.*

– **les 2 et 3 décembre au matin** : Les prévisions restent stables : il est prévu des précipitations, importantes mais inférieures à celle du 1er décembre.
– **le 4 décembre au matin** : Prévision de la fin de l'épisode, avec peut-être un peu de précipitations.

Ce qui est observé Le début de l'événement (c'est-à-dire les journées du 27 au 30 novembre) sont bien prévues par les quantiles à 60%. La journée du premier décembre correspond à une pluie exceptionnelle (supérieure à la pluie décennale sur ce bassin). Il était prévu dès le 27 novembre, soit 5 jours avant, qu'un cumul de précipitations allait être observé, mais ce cumul a été encore sous-estimé [1]. La fin de l'événement pluvieux (les 2, 3 et 4 décembre) est bien prévue par les quantiles à 90%.

Conclusion sur les prévisions de précipitations Cet événement de précipitation semble rare mais prévisible (les quantiles à 90% fournissent des informations intéressantes). La chronologie a été bien perçue, même si la journée la plus décisive est légèrement sous-estimée. Il est néanmoins vraisemblable que l'on puisse bénéficier d'une petite compensation, la phase des précipitations de cette journée-là était essentiellement solide (neige, *cf.* TAB.10.3). Cette prévision de précipitations est donc d'assez bonne qualité.

10.2.2.3 Évaluation des prévisions de débits

Ce que disent les prévisions de débits

Le 30 novembre à 6h TU Quelques précipitations, faibles, ont été observées au cours des dernières heures, la distribution des précipitations pour cette journée du 30 novembre n'est pas très forte, la chaîne hydrométéorologique ne prévoit donc rien de particulier du point de vue des débits.

Le 30 novembre à 18h TU La distribution du jour J+1 est ajoutée à la distribution du jour J, ce qui a un effet important sur la forme de la distribution sur les deux jours. Alors qu'aucune pluie importante n'a encore été observée, les quantiles 90% des débits commencent à décoller [2] (300 $m^3.s^{-1}$).

Le 1er décembre à 00 h et 5h TU Aucune pluie importante n'a encore été observée, même si depuis le début de soirée du jour précédent des précipitations sont enregistrées. La nouvelle prévision de précipitations n'a pas encore été reçue. Les quantiles de débits à 35 et 60% commencent à décoller en fin de nuit.

Le 1er décembre à 06h TU Les nouvelles prévisions de précipitation sont reçues mais n'entraînent pas d'effet significatif sur les débits (quantile 90% autour de 200 $m^3.s^{-1}$).

1. Ceci peut-être dû au fait d'utiliser les analogues sans prendre en compte les champs d'humidité dans les critères d'analogie (Bontron, 2004).
2. L'échelle des débits a été modifiée entre cette crue et la crue précédente.

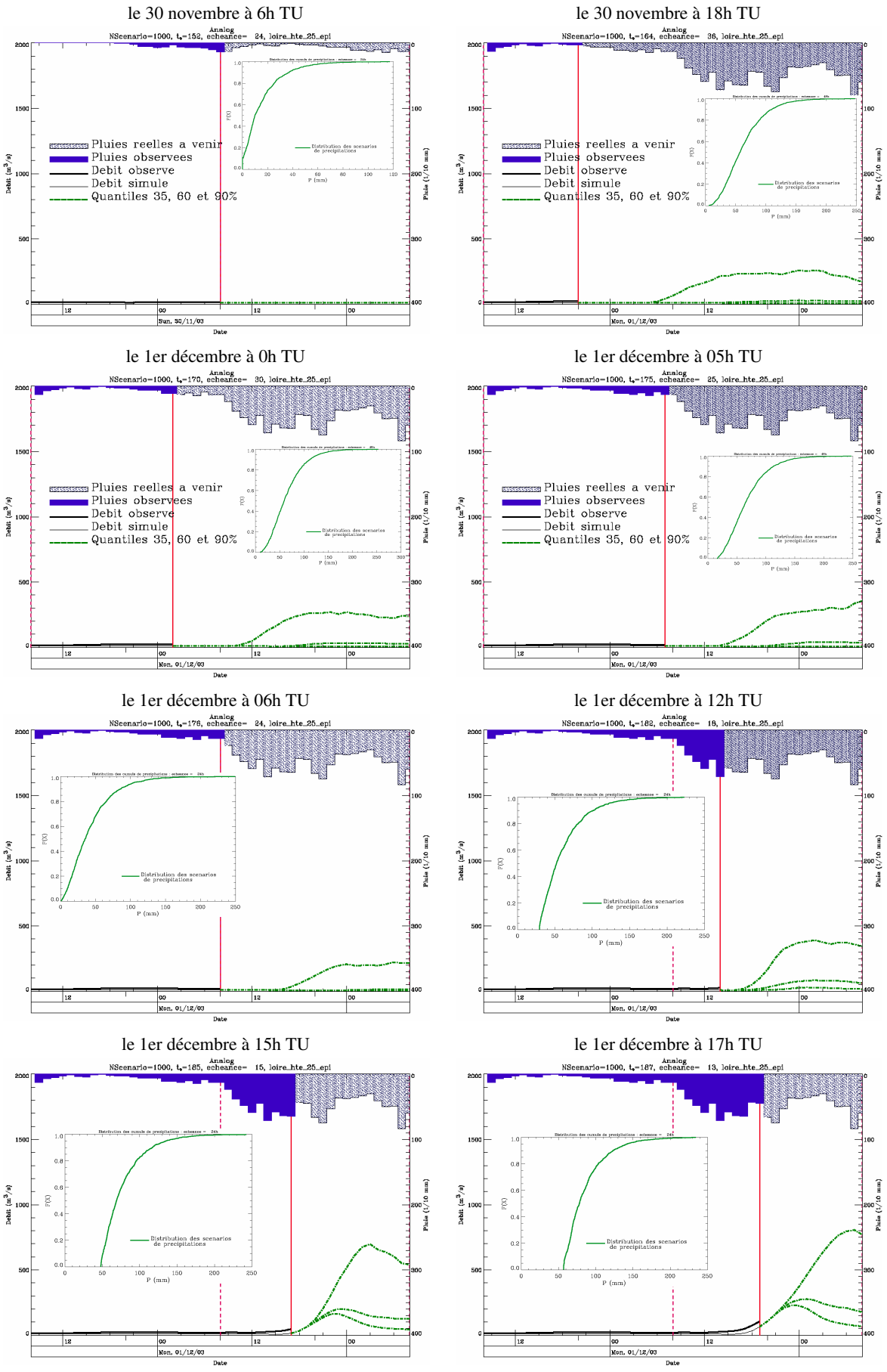


FIG. 10.23 – *Prévision de la crue de décembre 2003 (1e partie) : les prévisions seules*

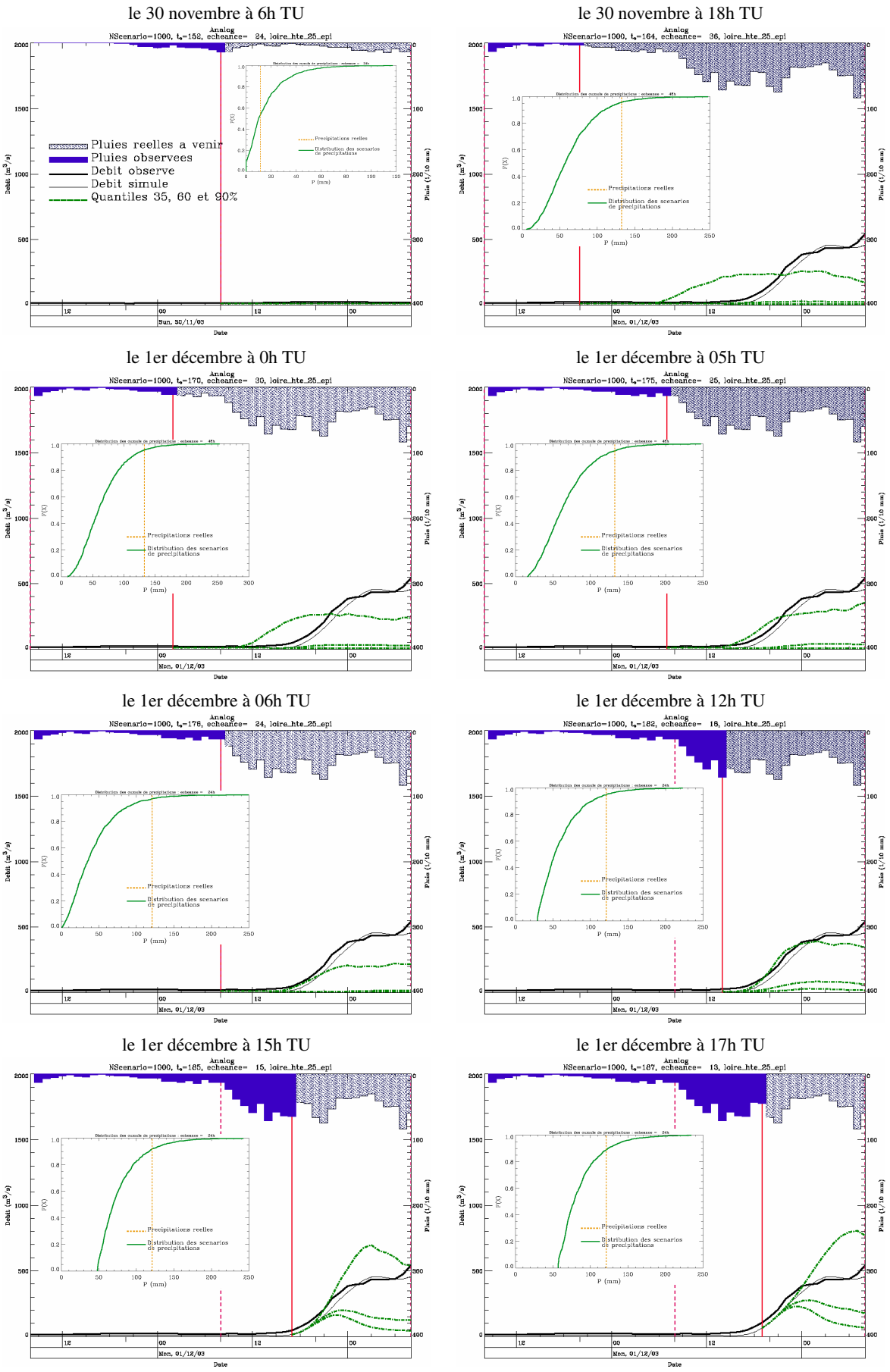


FIG. 10.24 – *Prévision de la crue de décembre 2003 (1e partie) : la comparaison aux observations.*

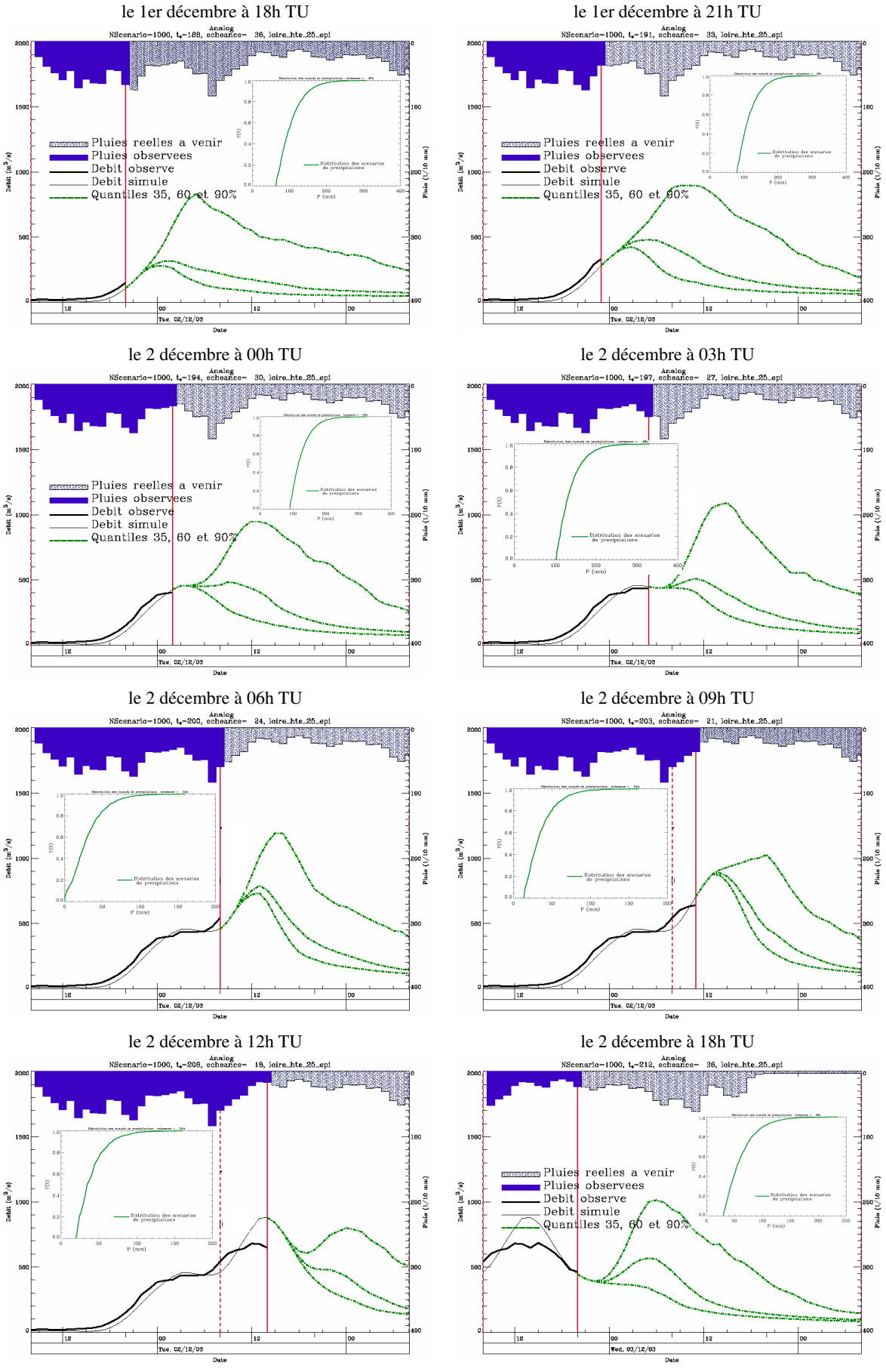


FIG. 10.25 – *Prévision de la crue de décembre 2003 (2e partie) : les prévisions seules.*

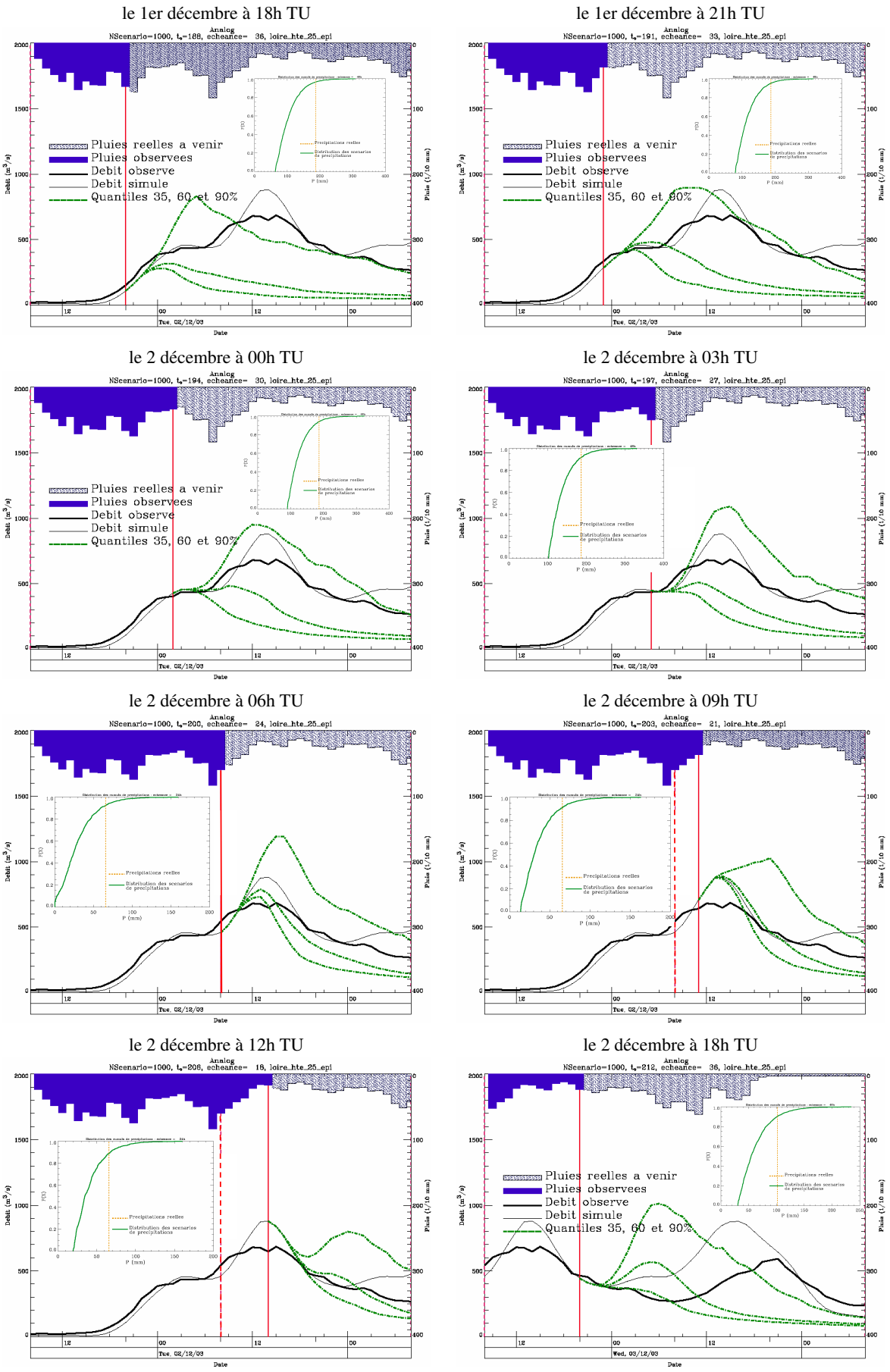


FIG. 10.26 – *Prévision de la crue de décembre 2003 (2e partie) : la comparaison aux* « observations ».

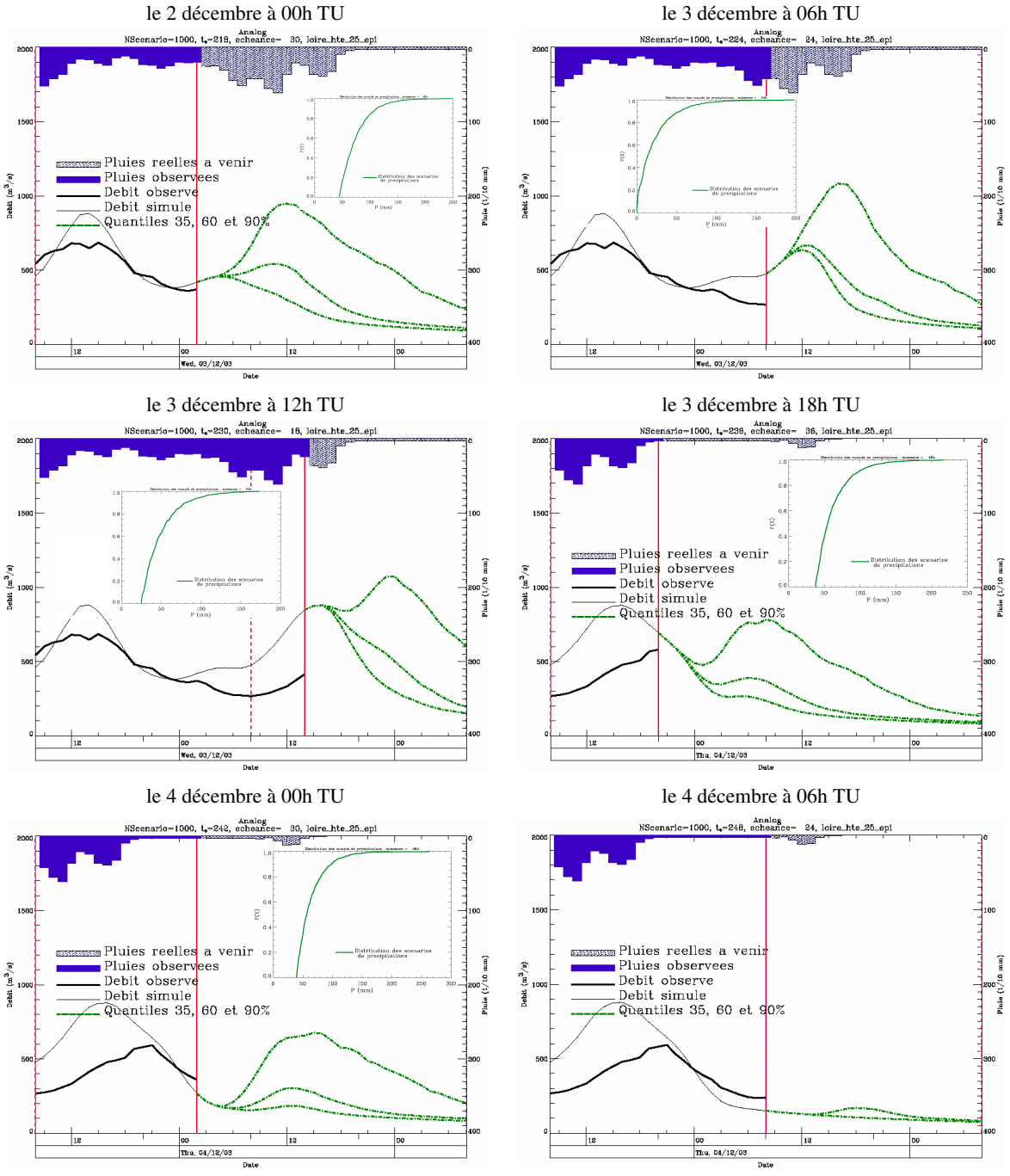


FIG. 10.27 – *Prévision de la crue de décembre 2003 (3e partie) : les prévisions seules.*

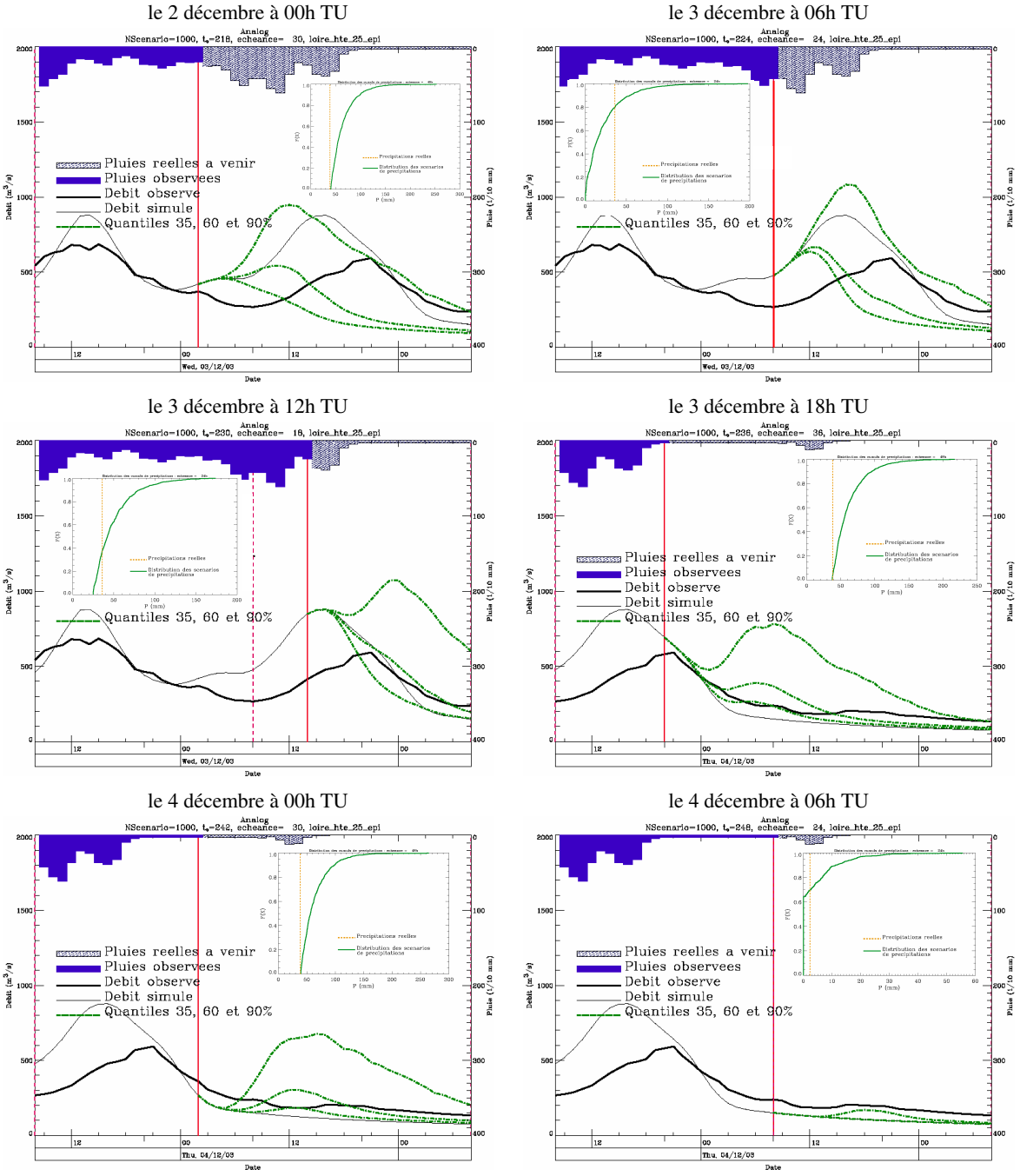


FIG. 10.28 – *Prévision de la crue de décembre 2003 (3e partie) : la comparaison aux* « observations ».

Le 1er décembre à 12h TU Entre 6h TU et 12h TU, des précipitations importantes ont été observées. Ceci a un effet sur la distribution des précipitations futures et sur l'évolution des débits : les quantiles à 35 et 60% décollent et le quantile à 90% monte jusqu'à 400 $m^3.s^{-1}$. Il semble encore un peu tôt pour déclencher un état de crue, même si le quantile 60% effleure le seuil de vigilance situé à 135 $m^3.s^{-1}$ sur le bassin de la Loire à Chadrac – et donc vraisemblablement légèrement inférieur, en amont de la confluence avec la Borne.

Le 1er décembre à 15h TU et à 17h TU Les précipitations importantes se prolongent. Tous les quantiles de débit réagissent, fournissant des évolutions semblables sur 4 heures et se séparant ensuite : les quantiles 35 et 60% prévoient un pic vers 200 $m^3.s^{-1}$ pour environ 20h TU le 1er décembre, alors que le quantile 90% prévoit un pic de crue de l'ordre de 700 $m^3.s^{-1}$ pour minuit environ (en temps universel). ***A 15 heures TU, l'alerte peut être déclenchée***.
Selon la prévision de 17 h, la chronologie se décale et les seuils atteints augmentent également : le quantile 35% prévoit un pic vers 21h TU, supérieur à 200 $m^3.s^{-1}$, le quantile 60% un pic de presque 300 $m^3.s^{-1}$ pour minuit TU, et le quantile à 90% un pic supérieur à 800 $m^3.s^{-1}$ vers 4h TU le lendemain matin.

Le 1er décembre à 18h TU et à 21h TU La prise en compte, à 18h TU, de la prévision du jour suivant ne modifie pas vraiment les prévisions. A 21 heures, le quantile 90% indique un débit de 900 $m^3.s^{-1}$ environ ce qui peut être inquiétant. Les autres quantiles prévoient un pic entre 400 et 500 $m^3.s^{-1}$ entre minuit et 4h TU.

Le 2 décembre à 00h TU et à 03h TU Les débits observés suivent les quantiles de débits prévus jusqu'à présent. Tous les quantiles prévoient maintenant un palier de quelques heures (les débits restent au même niveau) et une situation troublante se produit : le quantile 35% prévoit ensuite une décrue, le quantile 60% prévoit que les débits vont perdurer encore pendant presque 12 heures, alors que le quantile 90% prévoit une nouvelle montée avec une pointe pour 10-12h TU autour de 1000 $m^3.s^{-1}$ environ.

Le 2 décembre à 06h TU et à 09h TU Un pic de précipitation a eu lieu au cours des dernières heures et maintenant une nouvelle prévision est fournie : tous les quantiles se redressent et prévoient un dépassement de 700 $m^3.s^{-1}$ pour dans 4 heures. Le quantile 90% indique qu'un dépassement des 1200 $m^3.s^{-1}$ est possible vers 12 TU.
A 9h TU, la station d'Espaly sur la Borne est emportée, les débits *« observés »* deviennent des débits reconstitués, entachés d'une forte incertitude. Le quantile 90% baisse par rapport à la prévision précédente. Une pointe de crue est prévue pour 12h TU environ autour de 900 $m^3.s^{-1}$.

Le 2 décembre à 12h TU Les débits observés et simulés s'écartent pour la première fois de manière significative, ce qui peut être imputé, soit à la reconstitution des débits *« observés »*, soit au fait que les dernières précipitations, probablement sous forme neigeuse, ne conduisent pas aux mêmes réactions du point de vue des débits. Tous les quantiles prévoient une décrue, avec peut-être une remontée en fin de soirée (22h TU).

Le 2 décembre 18h TU et le 3 décembre 00h TU Les prévisions restent stables : la décrue se confirme, la remontée possible indiquée par les quantiles 60 et 90% se décale à la fin de la nuit

ou le début de matinée du 3 décembre (environ 4h TU le 3 décembre) autour de 800 $m^3.s^{-1}$. Les débits observés et simulés poursuivent leur décrue.

Le 3 décembre 06h TU Une nouvelle prévision nous est fournie. Les pluies précipitées sur les derniers pas de temps provoquent une remontée de tous les quantiles qui vont de 600 $m^3.s^{-1}$ (quantile 65 et 90%) à 1100 $m^3.s^{-1}$ pour midi en temps universel. Les *« débits observés »* s'écartent de manière cruciale des débits simulés par le modèle (un écart d'environ 400 $m^3.s^{-1}$).

Le 3 décembre 12h TU Depuis 6h TU, les précipitations se sont poursuivies et les débits remontent ainsi que cela était prévu, mais avec toujours un écart entre les débits *« observés »* et simulés. Le quantile 90% indique qu'une remontée des débits est encore possible en fin de soirée, alors que les quantiles 35 et 60% signalent que la pointe de crue est quasiment atteinte et que la décrue va débuter sous peu.

Le 3 décembre 18h TU Alors que depuis 12h TU, on annonçait une décrue de manière imminente, les *« observations »* ont continué à monter. Les précipitations sont faibles depuis quelques pas de temps, et l'ensemble des prévisions de débits indiquent une décrue, avec peut-être une légère remontée vers 6h TU.

Le 4 décembre 00h TU et 06h TU A minuit temps universel, les précipitations sont très faibles depuis plus de 6 heures et les *« observations »* ont chuté. Une remontée des débits est toujours possible pour le milieu de journée. A 06h TU, les nouvelles prévisions sont prises en compte et permettent finalement d'annoncer la fin de la crue.

Comparaison aux *« observations »* Lors de la première partie de l'épisode, la montée des débits est anticipée mais sous-estimée (30 novembre 18 h et 1er décembre 06 h), probablement en raison de la sous-estimation de la prévision des précipitations pour le 1er décembre. A partir de 12 heures, l'évolution des débits est bien *« vue »*, ou plutôt, prévue par la chaîne hydrométéorologique.

Pour la première pointe de crue, les prévisions suivantes fournissent de bonnes indications, jusqu'au matin du 2 décembre date à laquelle la station d'Espaly est emportée et où les précipitations antérieures sont vraisemblablement sous forme neigeuse : un décalage important apparaît entre les débits observés et simulés/prévus.

La seconde remontée de débit est plutôt bien anticipée par les prévisions, peut-être un peu trop (trop tôt et trop fort). La décrue est annoncée un peu tardivement, la possibilité d'une remontée restant présente jusqu'à la nouvelle prévision, le 4 décembre à 6h TU.

L'anticipation Pour le **début de la crue**, il a été vu que l'alerte a pu être enclenchée des 15 heures le 1er décembre. Si on considère les prévisions intermédiaires entre celle de 12h TU et celle de 15h TU (FIG.10.29), il apparaît que cette alerte aurait peut-être pu être anticipée encore un peu : le seuil de pré-alerte (165 $m^3.s^{-1}$) étant dépassé dès 14h TU par le quantile 60%.

Imaginons néanmoins que l'on décide d'attendre et que l'alerte ne soit déclenchée que lorsque le quantile 60% dépasse effectivement le seuil d'alerte à Chadrac (200 $m^3.s^{-1}$). Il est possible de rappeler la chronologie réelle de la gestion de la crue concernant ce bassin. Sans l'utilisation d'une chaîne hydrométéorologique, une alarme a été déclenchée juste avant celle qui aurait été réalisée à

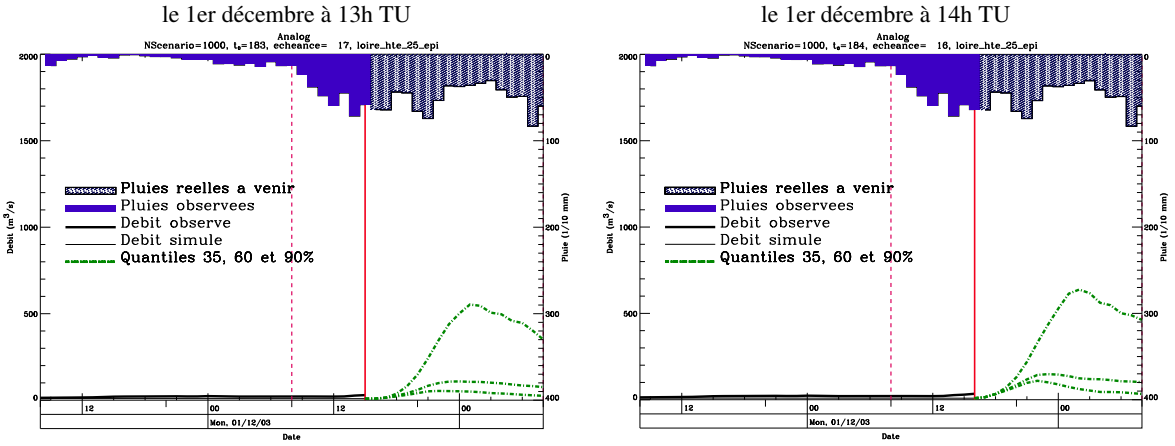


FIG. 10.29 – *Crue de décembre 2003 : prévision du dépassement de seuil*

partir de la chaîne hydrométéorologique (à 13 h). Cette alarme avait pour origine le dépassement d'un seuil pluviométrique [1]. L'état de *« crue »* n'a quant à lui été déclenché qu'à 18 heures.

L'utilisation d'une chaîne de prévision hydrométéorologique aurait permis de gérer plus tôt une alarme dont on sait, grâce aux prévisions, qu'elle a des chances importantes de dépasser les seuils fixés.

Conclusions de ce chapitre

Les techniques mises en œuvre dans ce chapitre existaient avant nos travaux. Notre contribution a été de les mettre en œuvre sur un nouveau bassin, un nouveau cas d'application. Il s'agissait donc d'un travail exploratoire, avec des limites assez évidentes, et des apports que nous allons détailler.

Les limites de ce travail

Il s'agissait d'un travail prospectif, avec des outils qui ne sont pas forcément utilisés au maximum de leur possibilités.

Les prévisions de précipitations Les prévisions quantitatives probabilistes de précipitation qui nous sont fournies sont de qualité correcte pour l'un des événements (décembre 2003), et de qualité médiocre pour l'autre (novembre 2002). Cette qualité inégale des prévisions de précipitations peut avoir pour origine le fait que la méthode des analogues utilisée ici a été optimisée sur des bassins très proches (le bassin de la Haute-Ardèche ; optimisation par Bontron (2004)) mais pas directement sur le bassin concerné par notre étude. Une limite à cette approche par chaîne de modélisation est que, si les prévisions de précipitations ne sont pas de bonne qualité, il n'est – très logiquement – pas possible de bien prévoir les débits.

Les choix des cas d'application Les choix d'application ne sont probablement pas optimaux dans le sens où la taille des bassins imposée par la technique des analogues nous oblige à utiliser une différence relativement grossière de débits observés, c'est-à-dire finalement des débits reconstitués et non directement des valeurs de débits mesurées. De plus, le choix des événements d'étude

1. dont on ne sait pas, *a priori*ce qu'il va donner, à moins d'utiliser un modèle de transformation pluie-débit, mais étant donné ce qui a été vu dans la partie II ceci n'aurait pu nous permettre une anticipation que sur 2 à 3 heures.

n'est probablement pas favorable dans la mesure où la présence de neige et l'absence de station à Espaly conduisent à des difficultés spécifiques à ce site. Et finalement, la crue de décembre 2003 a un temps de montée inférieur à 24 heures mais est relativement longue dans le temps, donc pas forcément représentative du cas des *« crues rapides »*. De plus, le fait de choisir des événements de crues dont on sait qu'ils ont eu lieu *« biaise »* un peu l'évaluation : la chaîne de prévision hydrométéorologique n'est évaluée ici que sur des événements importants voire très importants, et particulièrement difficiles à prévoir (soit parce que la prévision des précipitations n'est pas de bonne qualité (novembre 2002), soit car des difficultés déjà citées plus haut[1] apparaissent (décembre 2003)). Pour une évaluation plus objective, il serait nécessaire d'évaluer cette chaîne de prévision dans des conditions variées, avec la possibilité de *« fausses alertes »*, mais également avec des événements plus *« faciles »* à prévoir.

Le modèle hydrologique Dans l'idéal, il aurait été mieux d'utiliser directement un des modèles mis en œuvre dans les chapitres précédents plutôt qu'une reformulation d'un même modèle – même extrêmement proche du point de vue conceptuel. De plus, ce modèle a été utilisé sans technique de mise à jour. Néanmoins, le cas de l'événement de décembre 2003 permet d'illustrer le dilemme associé à l'utilisation de technique de mise à jour. En effet, étant donné l'écart entre les débits *« observés »* et simulés qui apparaît à partir du 2 décembre, on aurait envie de proposer d'utiliser une technique de mise à jour utilisant les dernières observations. Cependant, le cas de la station d'Espaly, arrachée par la crue, illustre bien le danger qu'il peut y avoir à recaler le modèle hydrologique sur les dernières observations : que faire en cas d'arrêt de la station ? Dans ce dernier cas, il semble qu'il sera plus facile d'avoir confiance dans un débit simulé, même un peu éloigné des débits observés, plutôt qu'à un débit dont on sait qu'il était proche des observations au moment où la station a été emportée mais que sa valeur dépendait justement fortement de ces dernières observations… Quelle valeur aura-t-il dans quelques pas de temps ?

Les apports de ce travail

Des conditions d'utilisation différentes Ce travail a permis de mettre en œuvre et de tester dans des conditions d'utilisation différentes de celles pour lesquelles elle a été développée, une chaîne de prévision hydrométéorologique. Notamment, cette approche avait principalement été développée pour des événements de début d'automne (septembre, octobre). Cette tentative sur le bassin de la Loire a montré que cette approche peut fournir des résultats acceptables – mais perfectibles – même pour des événements plus tardifs (fin novembre, décembre) avec une longueur d'épisode pluvieux plus importante (décembre 2003), avec de la présence de neige pouvant fortement perturber la transformation pluie-débit, etc.

Les apports des prévisions de précipitations Il a été vu que cette chaîne permet de retranscrire les prévisions de précipitations – ce qui, au départ, n'est pas si simple – et ainsi d'avoir une anticipation significative dans la prévision des crues, bien supérieure à celle qui avait été obtenue sans utilisation de prévisions de précipitations : une anticipation de l'ordre du – et parfois supérieure au – temps de montée au pic du bassin a été obtenue alors que sans prévision de précipitations, la limite était plutôt de l'ordre du tiers ou de la moitié de ce temps. Il a également été vu que si on raisonne en terme de dépassement de seuil, il est possible de bénéficier de cette anticipation même avec des simulations d'ensemble.

1. Présence de neige, sous-estimation de la prévision du 1er décembre, reconstitution de débit avec une station manquante, longueur de l'épisode pluvieux, etc

Les incertitudes associées Dans le cadre de ces travaux sur l'utilité et l'évaluation des modèles hydrologiques pour la prévision des crues rapides, mettre en œuvre une chaîne de prévision hydrologique basée sur des prévisions de précipitations est le maillon suivant le plus logique. Ceci nous a permis d'apprécier, qualitativement, les impacts de la méconnaissance des précipitations futures sur la simulation des débits, produisant des incertitudes [1] bien supérieures à celles qui avaient été observées lors de l'évaluation des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales. C'est logique, le futur étant plus incertain que le présent, même mal ou peu mesuré. Néanmoins, ceci a permis de fournir une référence afin de relativiser l'effet de ces incertitudes.

Les apports au monde opérationnel Enfin, il y a une part des apports de ce travail dont il est difficile de mesurer la taille, c'est ce que pourrait apporter ce type d'outil en temps réel au prévisionniste. A lui de le dire !

Les perspectives

Pour faire suite à cette première mise en œuvre d'une chaîne hydrométéorologique sur le bassin de la Loire supérieure, plusieurs pistes pourraient être suivies :

- Utiliser un des modèles qui ont été évalués dans le cadre de ce travail de thèse, c'est-à-dire des modèles fonctionnant **en continu** et permettant à la fois une vigilance quotidienne et en même temps une meilleure expérience du comportement de l'ensemble de la chaîne de prévision hydrométéorologique [2] par une familiarisation à un ensemble de situations variées.
- Un travail pourrait également être réalisé sur le conditionnement du générateur stochastique de précipitation afin de tenir compte plus tôt de la prévision pour le lendemain.
- Un travail sur la prévision de précipitations sur des durées de cumuls inférieures à la journée pourrait également être d'un apport intéressant afin d'être mieux à même de répartir temporellement la quantité de précipitations dont on sait qu'elle a un impact important sur la simulation des débits.

1. Ces incertitudes pouvaient être appréciées par exemple en comparant les quantiles à 35% et à 90% des débits prévus.

2. C'est-à-dire à la fois le comportement des prévisions de précipitations selon le type d'événement, mais aussi le comportement lié aux cycles de rafraîchissement des informations et enfin au comportement du modèle hydrologique.

Conclusion générale

Arrivé au terme de ces quelques – centaines de – pages, le – courageux – lecteur, épuisé[a, b], s'interroge… : *« Finalement… que faut-il en retenir ? »*

[a] Épuisé par tous ces tirets longs, parenthèses, italiques, points de suspension et autres notes de bas de page.

[b] Ou passionné ? et déçu d'en finir…

Rappel du contexte

Sujet de cette thèse Le titre de ce travail de thèse, s'il n'est pas remarquable du point de vue de son originalité ou de sa truculence, a au moins le mérite d'être explicite. Il en retrace en effet, les principales étapes.

« Prévision des crues rapides … »

Dans le premier chapitre, les particularités, les outils et les enjeux de la prévision des crues rapides ont été définis, permettant de présenter à la fois les limites du travail proposé et son intérêt.

« … Application aux bassins de la Loire supérieure »

Les trois chapitres suivants ont été consacrés à présenter ces bassins à enjeux opérationnels que sont les bassins de la Loire et de ses affluents en amont de Bas-en-Basset. Il s'agit d'une zone soumise à des épisodes pluvieux très variables – dont certains peuvent être particulièrement intenses – et propice par ses caractéristiques physiographiques et géologiques à la formation de crues rapides (CHAP.2). La quantité de données disponibles pour cette étude était relativement élevée (27 ans de données sur au moins quatre stations limnimétriques et sur six postes pluviographiques ; jusqu'à onze stations limnimétriques et quarante postes pluviographiques pour les années les mieux renseignées). Ces données étaient néanmoins de qualité très inégale et la phase de traitement et de critique des données a requis un travail long et laborieux, avec des résultats difficiles à valoriser de manière directe (CHAP.3). La sélection d'épisodes pluie-débit a permis de conserver des épisodes très variés dans leurs caractéristiques et dans leurs relations entre la pluie et les débits. Ce jeu d'événements est donc particulièrement intéressant pour tester des modèles hydrologiques dans des conditions variées, et tester ainsi leurs limites (CHAP.4).

« … évaluation des modélisations … avec des modèles hydrologiques globaux conceptuels… »

Une attention particulière a été portée au choix et à l'évaluation des modèles. La réalité opérationnelle requiert des outils simples et robustes. Pour satisfaire la contrainte de simplicité, ce travail a été mené sur des modèles pluie-débit globaux à peu de paramètres (modèles conceptuels) ou faciles à utiliser (modèles autorégressifs et réseaux de neurones artificiels). Une première comparaison (CHAP.5), assez classique du point de vue des critères utilisés (critères en moindres carrés et évaluation graphique) a permis de montrer l'intérêt de modèles conceptuels simples par rapport à des modèles boîtes-noires se basant sur l'extrapolation des dernières données observées. Ces

derniers sont apparus soit moins performants, soit moins robustes.
Une seconde évaluation (CHAP.6) a été menée, uniquement sur les modèles conceptuels, en essayant d'utiliser des critères plus proches des intérêts spécifiques des prévisionnistes de crue. Elle a montré que les critères en moindres carrés utilisés classiquement par les chercheurs apportaient peu d'information au regard des réelles capacités des modèles, permettant probablement en partie d'expliquer l'écart entre la vision des prévisionnistes et celle des chercheurs quant aux résultats de ces outils de modélisation. Cette évaluation a par ailleurs montré que peu de différences apparaissent entre les modèles et que, si les modèles apportent réellement une information sur l'évolution des crues, les erreurs de modélisation restent néanmoins importantes.

« . . . prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales. . . »

La méconnaissance de la pluie est un élément souvent incriminé pour expliquer les erreurs des modèles. Nous avons mis en œuvre un modèle dont la formulation théorique est explicite et dont les paramètres ont été ajustés puis validés sur les données (CHAP.7 et 8). La propagation dans les modèles hydrologiques de ces erreurs d'estimation de la pluie moyenne spatiale a permis de montrer qu'un comportement différencié apparaît selon la taille des bassins versants permettant pour certains bassins d'expliquer une part importante de l'erreur totale de modélisation (CHAP.9).

« . . . utilisation de prévisions météorologiques. »

Ce travail de thèse s'est essentiellement consacré à la prévision hydrologique exploitant le temps de réaction du bassin à partir des précipitations déjà observées. Pour aller plus loin et permettre des échéances de prévision supérieures, il est indispensable de prendre en compte des scénarios de précipitations futures. Ceci a été réalisé lors de la mise en œuvre sur un des bassins de la Loire supérieure d'une chaîne de prévision hydrométéorologique existante (CHAP.10). Ces résultats ont montré que cela permettait d'augmenter les horizons de prévisions de manière non négligeable quand il s'agit de prendre des décisions pouvant réduire de manière cruciale les pertes humaines et les dégâts occasionnés par une crue.

Contexte de ce travail Ce travail est né d'une volonté « opérationnelle », celle de la Diren Centre et de l'établissement public Loire (EPLoire) de poursuivre les travaux [1] menés par Delphine Grelat (2002), mais sous un angle légèrement différent.

Pour ces services opérationnels, au cours des quelques années de cette recherche doctorale, à la mission initiale de gestion des barrages de Grangent et de Villerest – situés sur la Loire à l'aval de Bas-en-Basset – est venue s'ajouter la tâche de la prévision des crues avec la création des SPC [2] – et, pour le cas qui nous intéresse, du SPC Loire-Cher-Indre. Ceci a conduit ces services opérationnels à s'interroger de manière encore plus précise sur la prévision des crues et sur ses outils. Par ailleurs, au cours de cette même période, l'EPLoire a également mis en place un projet de réactualisation des outils de prévision jusqu'alors utilisés.

En parallèle à cette volonté opérationnelle initiale, les travaux présentés dans cette thèse ont également contribué à un programme de recherche européen, le projet FLOODsite [3], et aux activités de

1. Ces travaux, menés principalement sur le bassin du Lignon avec un modèle distribué à base physique (le modèle SHE), avaient permis d'examiner le comportement du bassin à travers le comportement de sa modélisation et d'en proposer une représentation hydrologique.

2. Services de prévisions des crues.

3. `http://www.floodsite.net` FLOODSite, Integrated Flood Risk Analysis and Management Methodologies. Ce travail de thèse fait partie du thème 2 *« Innovative mitigation and substainable flood risk management »* et à l'intérieur du thème 2, de la tâche 16 *« Real-time guidance for flash flood risk management »*

l'observatoire hydro-météorologique méditerranéen Cévennes-Vivarais [1], dont la Loire supérieure fait partie.

Ce contexte à la fois opérationnel et scientifique reflète à quel point ce travail se situe à la croisée de ces deux mondes, tentant de répondre aux problématiques issues de ces deux domaines.

La problématique scientifique La problématique scientifique de ce travail est présentée dans l'introduction générale. Il s'agit de l'évaluation des modèles pluie-débit pour la prévision des crues, c'est-à-dire à la fois la méthode (comment évaluer?) et les résultats (ces modèles sont-ils des outils intéressants, performants?).

Derrière cette question de l'évaluation des modèles se cachent deux difficultés principales. La première est d'examiner quels critères d'évaluation utiliser de façon à savoir si les modèles obtiennent de bonnes performances sur les aspects intéressant la prévision opérationnelle des crues [2]. La seconde difficulté concerne les incertitudes associées à la prévision ou à la simulation. Ces incertitudes ont fait l'objet de travaux nombreux ces dernières années. Pourtant, les chercheurs sont parfois réticents à afficher ces incertitudes dont ils ont l'impression qu'elles décrédibilisent leurs outils auprès d'utilisateurs potentiels (Beven, 2006).

Les attentes des opérationnels Deux attentes principales de la part des opérationnels sont apparues au cours de cette étude. La première concerne le travail sur les données : leur collecte, leur traitement, leur prise en main. Ceci afin de proposer un diagnostic permettant à la fois d'améliorer la connaissance de ce jeu de données (contenu, qualité) mais également de proposer des améliorations sur les réseaux, les procédures d'acquisition ou de traitement actuellement utilisées.

L'autre attente – et probablement la plus facile à identifier, la plus immédiate – concerne l'évaluation des outils de modélisation pluie-débit pour la prévision des crues : Ces outils peuvent-ils donner des résultats intéressants sur ces bassins en particulier ? sur toutes les crues ? sur certaines crues seulement (lesquelles) ? Un modèle est-il meilleur que les autres ? Finalement, est-il possible de faire confiance aux modèles ? même ponctuellement, même un petit peu seulement ?

Les principaux résultats de ce travail

Les apports scientifiques de ce travail

Sur la méthode d'évaluation des outils de prévision de crues

Le contexte L'évaluation des outils de modélisation est un point qui a régulièrement soulevé des questionnements. Ceci concerne aussi bien la procédure (Klemeš, 1986) que les critères (Martinec & Rango, 1989; ASCE, 1993; Seibert, 2001; Mathevet, 2005). En particulier, alors que les efficiences de Nash & Sutcliffe (1970) sont largement utilisées, plusieurs auteurs questionnent leur valeur réelle (McCuen *et al.*, 2006; Schaefli & Gupta, 2007), traduisant ainsi les doutes sur les méthodologies d'évaluation à utiliser.

1. L'OHM-CV (Delrieu, 2003) est un observatoire de recherche en environnement (ORE) et un service d'observation de (i) l'INSU-CNRS (section « Surfaces et Interfaces Continentales ») et de (ii) l'observatoire des sciences de l'univers de Grenoble (OSUG). L'OHM-CV est consacré à l'étude des pluies intenses et des crues-éclair en région méditerranéenne.

2. Et pouvant éventuellement offrir des évaluations qui permettent mieux aux opérationnels de décider d'accorder – ou non – leur confiance aux outils de prévisions.

Les limites de l'évaluation avec l'efficience de Nash & Sutcliffe (1970) Ce travail mené sur les bassins de la Loire supérieure permet de contribuer – modestement – à la réflexion sur l'évaluation des modèles pluie-débit. Il s'attache en effet à un point particulier – et particulièrement difficile – : l'évaluation des modèles pour la prévision des crues rapides. Il a été montré que si l'efficience de Nash & Sutcliffe (1970) permet de refléter une qualité générale du modèle, elle renseigne peu sur les capacités du modèle pluie-débit à apporter de l'information sur ce qui n'a pas encore été observé : des modèles presque toujours en retard sur les débits observés, obtiennent néanmoins des efficiences de Nash & Sutcliffe (1970) élevées (et même dans certains cas des critères de persistance élevées).

Une méthodologie d'évaluation simple Nous avons proposé une méthodologie d'évaluation simple, se basant sur les principales informations intéressant les personnes chargées de la prévision des crues. Les tendances futures (montées ou décrues), les dépassements de seuils, les erreurs sur la valeur du pic de crue, sur le moment auquel il va être atteint, sur le volume de la crue,... autant d'informations qui devraient permettre à un utilisateur de juger immédiatement si le modèle testé est adapté à ses besoins ou non. Cette méthodologie paraît à la fois bien adaptée au cas particulier de la prévision des crues et suffisamment simple pour être facilement généralisée, créant ainsi des références plus nombreuses, sur d'autres bassins, permettant une meilleure évaluation des possibilités en prévision pour un contexte donné.

Sur les résultats de cette évaluation

Le cas des modèles basés sur les données Différents modèles globaux ont été comparés du point de vue d'une évaluation classique (critères en moindres carrés et évaluation graphique). Les modèles basés sur les données, et en particulier les réseaux de neurones artificiels souvent proposés par la littérature scientifique, notamment dans le cas de la prévision des crues. Notre travail a montré que, dans le cas particulier de ces bassins de la Loire supérieure, les modèles basés sur les données, c'est-à-dire ici des modèles autorégressifs avec données exogènes et des modèles de réseaux de neurones artificiels, sont moins robustes et souvent moins performants que des modèles conceptuels simples. Notamment, des défaillances sont apparues pour la détection de changement de tendances, c'est-à-dire une information qui intéresse particulièrement les prévisionnistes.

Quel est le meilleur modèle ? Le nombre de comparaisons de modèles rencontrées dans la littérature montre, s'il le fallait, à quel point cette question semble intéressante. Trouver le meilleur modèle, celui qui surpasserait tous les autres est un défi que nombre de modélisateurs ont tenté de relever[1]. Notre étude a montré – comme l'avaient fait beaucoup d'autres auparavant – que le classement des modèles varie selon le critère sur lequel ils sont évalués. Néanmoins sur ces bassins de la Loire supérieure, les modèles basés sur Topmodel (*i.e.* TOPM et TOP6) et le modèle GR4J produisent en général de meilleurs résultats que les autres modèles testés. Ceci nécessite cependant d'être relativisé, car dans de nombreux cas, les écarts entre les modèles ne sont finalement pas si importants par rapport aux écarts entre les sorties des modèles et les observations[2]. Ceci peut indiquer, bien sûr, que les modèles ne sont vraiment pas bons. Cela peut également indiquer que les conditions de leur utilisation ne sont pas toujours très favorables. C'est l'hypothèse que nous

1. Un El dorado scientifique (Woolhiser, 1996), une quête du Graal ?

2. Ce qui confirme ce que Naef (1981) remarquait déjà : *« On s'accorde à dire que bien que chaque modèle soit différent, les différences entre les simulations réalisées par les modèles ne sont pas aussi grandes que les écarts entre les valeurs observées et simulées des débits. »*

avons posée et qui nous a conduit à étudier les incertitudes sur les données d'entrée des modèles pluie-débit.

Sur les incertitudes d'estimation de la précipitation moyenne spatiale (PMS)

Un modèle d'erreur sur l'estimation de la PMS Un modèle d'erreur sur l'interpolation des données de précipitation a été proposé et validé sur les données, utilisant une technique qui affiche explicitement la notion d'erreur d'estimation : le krigeage. Pour pouvoir tenir compte de la dépendance temporelle de ces erreurs, nous avons repris un des rares modèles trouvés dans la littérature ; nous l'avons ensuite modifié afin de conserver une même variance tout au long de la génération des erreurs ; nous l'avons enfin calé sur les données. Ces différentes étapes ont permis de générer des erreurs sur l'estimation de la PMS probablement plus cohérentes que lorsque des modèles théoriques sans lien avec les données sont utilisés.

Sur l'impact des incertitudes d'estimation de la PMS sur les débits La mise en œuvre de ce modèle d'erreur a permis de bruiter les PMS en entrée des modèles hydrologiques et de les propager. Il est apparu un comportement variable de l'impact de ces incertitudes sur les débits. Bien sûr, plusieurs éléments peuvent être incriminés. Il semble néanmoins que ces incertitudes expliquent, sur les petits bassins, une part importante de l'erreur totale de modélisation alors que, sur le plus grand bassin, des cas apparaissent pour lesquels cette source d'incertitude ne peut être incriminée à elle-seule. En particulier, sur une certaine taille de bassins (les plus grands), on soupçonne un rôle de la répartition spatiale des pluies plus important que celui de l'incertitude sur l'estimation de la moyenne spatiale.

Sur l'affichage des incertitudes La mesure du niveau d'incertitude de la prévision et la détermination de la plage des possibles paraissent *a priori*tout aussi importantes que la prévision déterministe elle-même, pour les prises de décision et la gestion de crise ; pourtant les opérationnels ont parfois tendance à considérer qu'un modèle avec de fortes incertitudes n'est pas utile [1]. Ainsi, l'affichage de ces incertitudes n'est pas toujours perçu positivement et amène parfois les scientifiques à s'interroger sur la pertinence de cet affichage (Beven, 2006) : en théorie, il faut prendre en compte les incertitudes. Mais en pratique ?

Il semble que ceci soit un élément déterminant dans l'évaluation des outils de prévision [2]. En effet, un modèle auquel on accepte de se fier est un modèle qui n'est pas trop souvent pris en défaut. Ne pas afficher les incertitudes liées aux prévisions revient implicitement à considérer le modèle comme parfait, à fixer des niveaux d'exigence très élevés en terme de précision des prévisions et au final à discréditer le modèle lorsque l'on constate à l'usage que ces niveaux ne sont pas atteints. C'est ce qui semble se passer actuellement pour les modèles pluie-débit.

Notre étude sur une incertitude spécifique, celle liée à l'estimation de la précipitation moyenne spatiale, a permis d'illustrer l'intérêt d'une telle prise en compte. En effet, cette incertitude n'est pas directement liée au modèle, mais plutôt à ce qu'il en fait. Ceci ne conduit donc pas à incriminer le modèle pour des incertitudes trop élevées qui sont ici dues au réseau trop lâche ou aux

1. Dans un sondage mené récemment par le SCHAPI auprès des prévisionnistes de SPC (Louis, 2005), les prévisions probabilistes sont jugées peu intéressantes par les prévisionnistes sur bassins rapides.

2. Le rôle de ces incertitudes est parfois difficile à appréhender dans le cadre d'une évaluation de modèles : en effet, leur effet sur la perception et la prise de décision peut parfois être surprenant (Dupuy & Grinbaum, 2005).

événements pluvieux trop variables dans l'espace. Prendre en compte ces incertitudes permet donc d'avoir une évaluation du niveau de confiance minimal [1] que l'on peut accorder aux prévisions.

Le modèle d'erreur d'estimation de la pluie moyenne spatiale proposé au cours de ce travail est un outil relativement simple qui permet d'effectuer des prévisions d'ensemble et d'évaluer des plages d'incertitudes sur les débit simulés. Il pourrait tout à fait être couplé à des modèles pluie-débits classiques pour des prévisions opérationnelles, ce qui conduirait les services hydrologiques, comme les météorologues l'ont fait, à produire des prévisions d'ensemble et à accompagner leurs prévisions d'un niveau de confiance.

Du point de vue terminologique La science hydrologique n'est pas toujours très efficace à fournir des signifiants univoques. Au cours de ce travail, deux termes ont plus particulièrement soulevé des difficultés. Et il est apparu nécessaire de les définir – ou de les redéfinir – afin d'obtenir ces outils indispensables que sont les mots qui permettent de représenter des concepts pour construire la pensée. Le terme *« crues éclair »* nous est apparu trop restrictif – ou pas assez précis, selon les sources auxquelles on se reporte – pour être appliqué aux crues du bassin de la Loire supérieure. Nous avons donc proposé de parler de *« crues rapides »*, constituant ainsi un intermédiaire entre les *« crues éclair »* et les *« crues classiques »*. Un second terme a soulevé des difficultés : il semble ne pas exister de terme dédié pour traduire le *« mean areal precipitation »* anglophone, c'est-à-dire pour représenter la précipitation moyenne ayant touché une surface pendant un temps donné. Nous avons utilisé le terme *« précipitation moyenne spatiale »* quasiment traduit mot à mot du terme anglais.

Les apports opérationnels de ce travail

Sur les données

Sur la critique des données Le jeu de données rassemblé au départ de cette thèse était conséquent. Une partie des données avait déjà été traitée par Grelat (2002). Notre apport a consisté en une vérification systématique des données, celles issues du réseau CRISTAL, celles issues d'EDF-DTG et celles issues de Météo France. Cette démarche systématique, simple et pouvant être mise en œuvre facilement par un service opérationnel, a permis de mettre au jour les éléments les plus étranges – c'est-à-dire non cohérents avec les autres données disponibles. Quand cela était possible, ils ont été vérifiés et complétés, permettant d'obtenir à l'issue de ce travail, un jeu de données de meilleure qualité que le jeu de données initial.

Qualité de l'information fournie par un réseau pluviométrique donné À partir du modèle d'erreur sur l'interpolation spatiale des précipitations (CHAP.7), une étude a été menée visant à estimer quel était le *« niveau de connaissance* [2] *»* de la pluie touchant un bassin à partir du réseau en place. Des décisions devraient en découler pour tenter de réduire cette incertitude.

Ceci a également permis d'évaluer quels seraient les postes pluviographiques existants mais appartenant à d'autres réseaux qui apporteraient le plus d'information pour un bassin donné. Cet outil, relativement simple, pourrait être utilisé à des fins d'amélioration ou d'optimisation des réseaux pluviographiques.

1. Pour le réduire, il faudrait densifier le réseau encore davantage, ou alors parvenir à obtenir de bonnes estimations quantitatives des précipitations moyennes spatiales à partir des techniques de télédétection dont fait partie le radar.

2. Jugé à travers un écart-type de krigeage.

Sur les outils de prévision des crues

Outils simples d'évaluation compréhensible des modèles Des méthodes simples d'évaluation des modèles ont été proposées. Celles-ci peuvent facilement être appliquées à d'autres outils de prévision des crues, et sur d'autres bassins. Les services hydrologiques pourraient s'appuyer sur une telle méthodologie d'évaluation qui leur permettrait d'obtenir une idée plus claire des informations que peuvent leur fournir les modèles de prévision en cas de crue.

Une prévision hydrométéorologique Ce travail[1] a montré l'intérêt d'une telle chaîne : sur le bassin et les événements de crues testés, l'utilisation d'une chaîne hydrométéorologique permet d'augmenter les horizons de prévision ; et il a mis en évidence sa relative simplicité d'utilisation, une fois cette chaîne construite et la méthodologie de mise en œuvre fixée (notamment en ce qui concerne la prise en compte du rafraîchissement des informations). Cet exemple de mise en œuvre, et ses résultats encourageants, peut donc fournir un premier élément pour convaincre les services hydrologiques de l'intérêt d'une chaîne hydrométéorologique.

Les limites de ce travail et les améliorations à apporter

Sur les choix de modélisation

La neige et les barrages Plusieurs fois au cours de cette étude, le rôle de la neige et des barrages a été évoqué comme élément pouvant expliquer un comportement non ordinaire du bassin versant. Il a été décidé d'ignorer ces aspects, non pas parce qu'ils ne sont pas intéressants, mais parce que nous sommes partis dans l'idée de travailler sur des outils simples et d'en proposer une évaluation sur ces bassins. Plusieurs travaux sur lesquels il serait possible de s'appuyer – à condition d'obtenir les données correspondantes sur la gestion des retenues – proposent des solutions pour la prise en compte des ouvrages de retenue au sein de modèles pluie-débit spatialisées (Morin *et al.*, 1975; Günter, 2002) ou au sein de modèles pluie-débit globaux (Payan, 2007; Moulin, 2003). Ceci permettrait probablement d'améliorer la simulation de l'ensemble mais ne pourrait pas résoudre, par exemple, la difficulté posée par le complexe de Montpezat pour clore le bilan hydrologique. En ce qui concerne le rôle de la neige, plusieurs auteurs ont tenté de modéliser son comportement, parfois de manière très simple, parfois de manière extrêmement compliquée. Récemment des travaux se sont attachés à prendre en compte ce rôle au sein de modèles globaux (Eckert, 2002).

Une modélisation globale Le choix d'une modélisation globale est une contrainte importante. Des outils globaux ont été choisis pour ce travail. Andréassian *et al.* (2004a) montrent que, lorsqu'il y a un intérêt à spatialiser, mieux vaut spatialiser l'information de pluie plutôt les paramètres du modèle reflétant la variabilité des caractéristiques des bassins. De même, Datin (1998) montre que la prise en compte de la spatialisation de la pluie permet d'améliorer la simulation de la dynamique des crues. La prise en compte d'une information de pluie spatialisée pourrait donc être bénéfique à la qualité des simulations obtenues[2].

1. Il ne s'agit pas d'usurper les travaux antérieurs qui depuis des années se sont attachés à développer les outils que nous avons simplement utilisés sur un nouveau cas d'application.

2. Sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset, une spatialisation a été proposée par Bouvier (2007) pour les événements de novembre 1996 et décembre 2003. Elle semble apporter des améliorations par rapport à une vision globale

Sur l'analyse

Le traitement des données Des limites sont apparues dans le traitement des données. Si un nombre important de tests nous a permis de mettre en avant des données *« douteuses »* à de nombreuses reprises, ceci n'a pas été exploité autant que cela aurait pu l'être. En effet, nous n'avons pas voulu toucher aux données sans information extérieure (i) confirmant qu'il y avait réellement un problème dans la donnée (panne, dérive, etc.) et (ii) permettant de rectifier ce problème. En l'absence de ces éléments, nous avons simplement *« mis en lacune*[1] *»* les données les plus douteuses. Cette posture inhabituelle – et en tout cas bien différente de celle de l'hydrologie de l'ingénieur classiquement enseignée – a été guidée par un choix, assumé, de respect face aux données[2]. Ce choix a été motivé par le fait que ces données allaient être utilisées pour évaluer des modèles pluie-débit : quelle valeur aurait une évaluation sur des données reconstituées par des modèles[3] ?

Les techniques de mise à jour Des techniques de mises à jour plus élaborées qu'un simple report d'erreur existent (DaRos & Borga, 1997; Refsgaard, 1997b; Yang & Michel, 2000; Anctil *et al.*, 2003; Xiong *et al.*, 2004; Goswami *et al.*, 2005; Madsen & Skotner, 2005; Tangara, 2005; Yu & Chen, 2005). Et dans une évaluation de modèles pluie-débit pour la prévision des crues, elles auraient eu toute leur place. Nous nous sommes volontairement limité à l'utilisation d'une technique de mise à jour très simple, dont il est possible de mesurer l'effet très simplement, à chaque instant, afin de ne pas trop faire dépendre nos résultats du choix de cette technique de mise à jour. Ceci pourrait être réalisé dans des travaux ultérieurs. Concernant les résultats présentés dans le présent travail, on gardera simplement à l'esprit que les performances des modèles pluie-débit montrées ici sont en quelque sorte des valeurs minimales des performances que peuvent atteindre ces outils de modélisation.

Les autres sources d'incertitude Nous n'avons pas retenu pour nos travaux les autres sources d'incertitude (celles sur les paramètres, les données d'ETP, de débit). Une estimation de l'ensemble des incertitudes liées à la modélisation est une information parfois cruciale dans le processus de décision. Pour estimer ces incertitudes, plusieurs techniques existent et pourraient être mises en œuvre (GLUE (Beven & Freer, 2001), techniques bayésiennes (Krzysztofowicz, 2002; Kuczera *et al.*, 2006; Ajami *et al.*, 2007)).

Le modèle d'erreur sur les précipitations Lors de la proposition d'un modèle d'erreur sur les précipitations (ponctuelles et/ou moyennes spatiales), plusieurs hypothèses fortes, souvent simplificatrices, ont été posées. Elles sont peut-être parfois trop simplificatrices – mais ont le mérite d'avoir permis d'obtenir des résultats – et des améliorations pourraient être testées. Notamment, un krigeage avec dérive ou un co-krigeage permettant de prendre en compte les altitudes ou les cumuls journaliers (Haberlandt, 2007) auraient pu être utilisés à la place d'un krigeage ordinaire. De même, lors de la validation de ce modèle, il aurait été préférable de mettre en œuvre la validation croisée sur l'ensemble des quarante postes pluviographiques afin d'obtenir une validation plus robuste[4]. Lors du passage de la dépendance des erreurs d'estimation ponctuelles aux erreurs d'estimation spatiales, d'autres hypothèses dont on se doute qu'elles n'ont pas de raisons réelles

1. C'est-à-dire qu'elles ont été considérées comme absentes du jeu de données.

2. Si ce choix est contestable, assurément, il permet néanmoins de répondre *« non coupable »* à l'accusation suivante : *« Vous avez trafiqué vos données ! »*

3. Par exemple, l'évaluation d'un modèle pluie-débit sur un hydrogramme reconstitué à partir d'un modèle différent (coefficient de forme, etc.) – ou pire, par le même modèle (débits synthétiques).

4. Ceci n'a pas été fait uniquement par manque de temps.

d'être vraies ont été posées. Ceci a néanmoins permis, moyennant ces approximations, de mener à bien un travail relativement exploratoire.

L'information radar Le radar météorologique offre de manière générale des perspectives intéressantes pour une utilisation en prévision des crues, et *a fortiori*pour la prévision des crues rapides. Un des points cruciaux de son utilisation est la qualité des images, elle-même dépendante de la visibilité du radar. Il nous est apparu que le radar de Sembadel était relativement difficile à utiliser de ce point de vue, nécessitant un travail à part entière sur le traitement et l'utilisation de ces images. Comme le travail sur les images radar ne correspondait pas tout à fait à la problématique de notre recherche, il n'a pas été traité [1]. Mais cela ne doit pas faire oublier que récemment plusieurs études ont montré l'intérêt d'une telle information pour la prévision des crues rapides notamment lorsqu'une recalibration avec le réseau sol est utilisée (Porcu *et al.*, 1999; Borga *et al.*, 2000; Borga, 2002; Borga *et al.*, 2006; Smith *et al.*, 2007; Reed *et al.*, 2007; Vivoni *et al.*, 2007; Haberlandt, 2007).

1. Laissant ainsi la place à d'autres travaux de recherche, n'en doutons pas, passionnants.

Les perspectives

Ce travail dans plusieurs de ses aspects était exploratoire ou a ouvert des portes qui mériteraient des développements, recherches ou approfondissements ultérieurs.

Régionalisation des paramètres Lors du calage des modèles, des paramètres assez proches ont parfois été obtenus pour un même modèle mais avec des bassins différents. Ceci mériterait davantage d'attention et pourrait – peut-être ? – contribuer à la problématique des bassins non jaugés [1] (Valdes, 2002; Bardossy, 2007), notamment en testant des calages de paramètres régionaux.

Transposabilité des résultats obtenus Les méthodologies relativement simples mises en œuvre sur ces bassins pourraient être appliquées à d'autres bassins à crues rapides [2], permettant ainsi de confirmer ou d'infirmer la transposabilité des résultats obtenus. Ceci serait d'autant plus intéressant que ce type de crue est en général montré comme spécifique à un bassin donné.

La chaine hydrométéorologique Les résultats obtenus avec cette première mise en œuvre d'une chaîne hydrométéorologique sur les bassins de la Loire supérieure sont très encourageants. Ils pourraient être d'une aide appréciable lors d'une utilisation en contexte opérationnel. Plusieurs limites pouvant probablement être dépassées sont néanmoins apparues. Une contrainte temporelle supplémentaire des précipitations pourrait permettre d'améliorer de manière notable les prévisions. Ceci pourrait être réalisé avec des prévisions quantitatives sur des durées de cumul inférieures à 24 heures. Il serait peut-être également intéressant de prendre en compte les prévisions pour le lendemain dès la réception des nouvelles prévisions.

Amélioration de la connaissance des crues Nous n'avons pas complètement exploré cette direction, mais il semble que, sur ces bassins au contexte hydrométéorologique si varié, il serait vraiment très profitable de proposer une classification ou une typologie des crues, reliant leurs principales caractéristiques [3] à la situation initiale au sol et à la configuration météorologique. Une distinction en crues océaniques, méditerranéennes, ou mixtes est proposée depuis les grandes crues de la Loire survenue au XIX^{e} siècle : peut-on aller plus loin [4] et tenir compte de la présence ou non de neige, de la position de l'épicentre des précipitations, du mois d'occurrence, etc.?

Procédures multi-modèles Lorsque des procédures multi-modèles sont évoquées, c'est généralement dans le sens d'une utilisation combinée de modèles, en prévision des crues ou pour limiter les incertitudes de modélisation dues à la structure et à la paramétrisation (Roche & Tamin, 1986; Loumagne *et al.*, 1995; Georgakakos *et al.*, 2004; Ajami *et al.*, 2007). Il pourrait bien sûr être intéressant de tester cela sur les bassins de la Loire supérieure. Néanmoins, cela nous paraît d'un intérêt limité pour une utilisation en opérationnel, étant donné que, pour la prise de décision, demeurent indispensables, à la fois la compréhension du fonctionnement de l'outil de prévision – permettant d'identifier l'origine d'éventuelles erreurs – et la connaissance du niveau de confiance qu'il est possible de lui attribuer. Ceci devient difficile dans le cas d'une utilisation combinée de modèles.

1. PUB : IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins, 2003–2012, `http://www.cig.ensmp.fr/~iahs/`

2. Par exemple les bassins de l'Adige en Italie, faisant également partie du projet européen FLOODsite.

3. Par exemple les coefficients d'écoulement, les temps de réaction, les temps de parcours dans le réseau, le renforcement ou, au contraire, atténuation vers l'aval, etc.

4. Un peu comme l'avait fait Jollois (1881) à partir de quatre événements survenus à la fin du XIXe siècle.

Au cours de ce travail de thèse, plusieurs modèles conceptuels ont été utilisés. Il est apparu à plusieurs reprises que lorsque *« les modèles se trompaient tous ensemble »* cela correspondait souvent à une période pour laquelle un problème dans les données a été découvert *a posteriori*, à travers des sources d'informations complémentaires. Le temps étant limité, nous n'avons pas systématisé cette démarche de vérification des données – et de recherche de sources différentes – pour les épisodes particulièrement difficiles à représenter pour les modèles. Mais, si jamais de futurs travaux confirmaient que lorsque plusieurs modèles ont tous du mal à reproduire un événement, les données peuvent la plupart du temps être incriminées, alors, un tel outil *« multi-modèles »* pourrait être utilisé avec profit pour le contrôle des données. Il permettrait d'une part de détecter les incohérences dans la relation pluie-débit incitant à vérifier de manière plus pointue ces données-là, et d'autre part d'identifier des situations pour lesquelles le comportement du bassin est possible mais inhabituel. Ces dernières situations permettraient de mieux fixer les limites de validité des modèles et éventuellement de proposer des modèles ou des calages spécifiques pour ces événements particulièrement difficiles. Il s'agit là d'une proposition d'utilisation des techniques multi-modèles que nous n'avons pas rencontrée dans la littérature et qui pourrait être particulièrement profitable, notamment en contexte opérationnel.

Pour clore cette conclusion…

Les diverses perspectives qui viennent d'être esquissées montrent que, si un travail a été réalisé, permettant de fournir quelques éléments de réponse, beaucoup de questions restent néanmoins ouvertes, beaucoup de champs semblent encore vierges de toute exploration.

Très probablement, ce travail aurait-il pu être plus riche, aller plus loin… mais un sentiment de complétude serait-il apparu pour autant, à un moment ? Peut-être que oui… Cette impression de ne pas avoir réglé complètement le problème, de ne pas être allé au fond des choses, peut – peut-être ? – provenir du rôle initiatique du travail de thèse [1]. Il nous semble que malgré tout ce sentiment transparaît souvent dans les études hydrologiques.

Ceci doit-il être relié au complexe [2] qui, selon Hubert (1991) a touché (touche encore?) les hydrologues – l'hydrologie est-elle une science ? – face à d'autres domaines qui ne rencontrent pas les mêmes difficultés dans la compréhension des fonctionnements (problèmes d'échelles, complexité des interactions et des milieux, etc.), qui finalement avec des outils plus compliqués – plus scientifiques ? – résolvent souvent des problèmes moins complexes.

Une *« hydrologie sociale »* ? Science ou pas, peu importe finalement aujourd'hui car l'enjeu est ailleurs. Parce que, dans un contexte de changement climatique, l'avenir est incertain – et parfois effrayant –, parce que l'accès à l'eau et sa gestion susciteront vraisemblablement des difficultés qui se généraliseront, faisant de l'eau une des ressources clés des années à venir, le rôle des hydrologues pourrait évoluer, allant vers davantage d'interactions avec la société. Pour que cela soit possible, il sera vraisemblablement indispensable que ces acteurs, hydrologues et porteurs des enjeux sociaux, se rapprochent autour de problèmes communs, conduisant à davantage d'applications opérationnelles (gestion de la ressource, protection contre les extrêmes) et également par une éducation et une sensibilisation de la population aux sciences de l'eau. Cela passera, bien sûr, par l'enseignement de l'hydrologie et par la formation des hydrologues (Wagener *et al.*, 2007; Bocquillon & Jaccon, 1991). Ce qui nous renvoie à l'appel de Garçon *et al.* (2003) à une *« posture pour l'hydrologue »*.

> *« Les ingénieurs sont souvent, encore aujourd'hui, formés à une sorte de respect de leurs savoirs. L'intuition et la remise en cause permanente des acquis, pourtant admises actuellement comme un moteur de progrès des connaissances, sont encore peu mises en valeur dans les enseignements. Les incertitudes, déstabilisantes, sont souvent ignorées ou masquées. Nous proposons en guise de conclusion une posture pour l'hydrologue. Celle de l'ingénieur naturaliste, conscient des limites de ses modèles simplifiés et légitimé tout autant par sa capacité à utiliser des outils mathématiques complexes que par son expertise et qui a, peut-être, moins de réticences à afficher ses incertitudes. Rappelons que la connaissance de ces incertitudes est indispensable à une prise de décision efficace. »*, Garçon *et al.* (2003).

Une posture pour l'hydrologue Cette posture pourrait s'appeler éthique de la science de l'eau et être généralisée à l'ensemble des acteurs responsables à tous niveaux de la gestion de cette ressource rare, aussi bien aux scientifiques qu'aux opérationnels. Nous espérons avoir contribué par cette recherche à rapprocher ces deux mondes et à les convaincre, les uns comme les autres, de la grande ambition que représente la prétention à l'humilité revendiquée, c'est-à-dire la connaissance du toujours immense et menaçant incertain.

1. Permettant de découvrir – tout comme la ceinture noire dans les arts martiaux – que ce n'est que le début ?
2. Oui, l'hydrologie est bien complexe.

Bibliographie

ABRAHART, R. J. (1999). Neurohydrology: implementation options and a research agenda. *AREA*, 31(2):141–149.

ABRAHART, R. J., HEPPENSTALL, A. J. & SEE, L. M. (2007). Timing error correction procedure applied to neural network rainfall-runoff modelling. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 52(3):414–431.

AHSAN, M. & O'CONNOR, K. (1994). A reappraisal of the Kalman filtering technique, as applied in river flow forecasting. *Journal of Hydrology*, 161:197–226.

AJAMI, N. K., DUAN, Q. Y. & SOROOSHIAN, S. (2007). An integrated hydrologic bayesian multimodel combination framework: Confronting input, parameter, and model structural uncertainty in hydrologic prediction. *Water Resources Research*, 43(1):W01403.

ALCOVERRO, J., COROMINAS, J. & GOMEZ, M. (1999). The Barranco de Aras flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 51(4):237–255.

ALI, A., AMANI, A. & LEBEL, T. (2004). Estimation des pluies au Sahel : utilisation d'un modèle d'erreur pour évaluer réseaux sol et produits satelittaires. *Sécheresse*, 15(3):271–278.

ALVAREZ, C. (2000). Catalogue des crues recensées dans le bassin de la Haute-Loire (en amont de Villerest). Rapport technique, DIREN Centre - Service de Bassin Loire-Bretagne.

AMBROISE, B. (1999). Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2– modélisation systémique et dynamique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12/1:123–153.

AMBROISE, B., FREER, J. & BEVEN, K. (1996). Application of a generalized topmodel concepts: Topographics indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*.

ANAGNOSTOU, E., KRAJEWSKI, W. & SMITH, J. (1999). Uncertainty quantification of mean-areal radar-rainfall estimates. *J. Atmos. Oceanc Technol.*, 16:206–215.

ANCTIL, F., PERRIN, C. & ANDREASSIAN, V. (2003). Ann output updating of lumped conceptual rainfall/runoff forecasting models. *Journal of the American Water Resources Association*, 39(5):1269–1279.

ANCTIL, F., LAUZON, N., ANDREASSIAN, V., OUDIN, L. & PERRIN, C. (2006). Improvement of rainfall-runoff forecasts through mean areal rainfall optimization. *Journal of Hydrology*, 328(3-4):717–725.

ANCTIL, F., PERRIN, C. & ANDREASSIAN, V. (2004). Impact of the length of observed records on the performance of ANN and of conceptual parsimonious rainfall-runoff forecasting models. *Environmental Modelling and Software*, 19(4):357–368.

ANCTIL, F. & RAT, A. (2005). Evaluation of neural network streamflow forecasting on 47 watersheds. *Journal of Hydrologic Engineering*, 10(1):85–88.

ANDRÉASSIAN, V., ODDOS, A., MICHEL, C., ANCTIL, F., PERRIN, C. & LOUMAGNE, C. (2004a). Impact of spatial aggregation of inputs and parameters on the efficiency of rainfall-runoff models: A theoretical study using chimera watersheds. *Water Resources Research*, 40(5):W05209.

ANDRÉASSIAN, V., LERAT, J., LOUMAGNE, C., MATHEVET, T., MICHEL, C., OUDIN, L. & PERRIN, C. (2007). What is really undermining hydrologic science today? *Hydrological Processes*, DOI:10.1002/hyp.6854:1–4.

ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C. & MICHEL, C. (2004b). Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4):19–35.

ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C., MICHEL, C., USART-SANCHEZ, I. & LAVABRE, J. (2001). Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250(1-4):206–223.

ANQUETIN, S., CREUTIN, J.-D., DELRIEU, G., DUCROCQ, V., GAUME, E. & RUIN, I. (2004). Increasing the forecasting lead-time of weather driven flash-floods. Rapport technique, Joint Research Centre, Institute for Environment and Substainability.

ARDUINO, G., REGGIANI, P. & TODINI, E. (2005). Recent advances in flood forecasting and flood risk assessment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):280–284.

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, Université de Montpellier II, 380 pp.

ARNAUD, P. & LAVABRE, J. (2000). La modélisation stochastique des pluies horaires et leur transformation en débits pour la prédétermination des crues. *Revue des Sciences de l'Eau*, 14/3:441–462.

ASCE (1993). Criteria for evaluation of watershed models. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering (ASCE). Task Commitee on definition of criteria for evaluation of catchment models of the watershed Management Comittee, Irrigation and Drainage Division*, 119:429–442.

BABOVIC, V., CANIZARES, R., JENSEN, H. & KLINTING, A. (2001). Neural networks as routine for error updating of numerical models. *Journal of Hydraulic Engineering (ASCE)*, 127(3):181–193.

BACHET, M. (1934). Note sur la propagation et l'annonce des crues. *Annales des Ponts et Chaussées*, 1er sem:409–465.

BAIN, V., GAUME, E., BERNARDARA, P. & BORGA, M. (2007). Collation of primary flash flood data. Rapport technique, Report for EC HYDRATE project GOCE-2006-037024.

BALME, M., VISCHEL, T., LEBEL, T., PEUGEOT, C. & GALLE, S. (2006). Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff: Part 1: Rainfall variability analysis. *Journal of Hydrology*, 331(1-2):336–348.

BARANCOURT, C., CREUTIN, J. D. & RIVOIRARD, J. (1992). A method for delineating and estimating rainfall fields. *Water Resources Research*, 28(4):1133–1144.

BARDOSSY, A. (2007). Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11:703–710.

BARTHOLMES, J. & TODINI, E. (2005). Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):333–346.

BASTIN, G., LORENT, B., DUQUE, C. & GEVERS, M. (1984). Optimal selection of the average areal rainfall and optimal selection of rain-gauge locations. *Water Resources Research*, 20(4):463–470.

BELMONTE, A. & BELTRAN, F. (2001). Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *Catena*, 45:229–249.

BENDJOUDI, H. & HUBERT, P. (2002). Le coefficient de compacité de Gravelius: analyse critique d'un indice de forme des bassins versants. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 47(6):921–930.

BENECH, B., BRUNET, H., JACQ, V., PAYEN, M., RIVRAIN, J. & SANTURETTE, P. (1993). La catastrophe de Vaison-la-Romaine et les violentes précipitations de septembre 1992, aspects météorologiques. *La Météorologie*, 8ème série, 1:72–90.

BENICHOU, P. (1995). Classification automatique de configurations météorologiques sur l'Europe occidentale. Rapport technique, Service Central de la Communication et de la Commercialisation, Meteo France.

BERGSTRÖM, S. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology*, chapitre 13 : the HBV model, pages 443–476. Water Resources Publications.

BERNE, A., DELRIEU, G., CREUTIN, J.-D. & OBLED, Ch. (2004). Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology*, 299(3-4):166–179.

BERNIER, J. (2003). Décisions et comportement des décideurs face au risque hydrologique. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 48(3):301–316.

BERTHET, L. (2006). Quelle donnée de précipitation pour un modèle global de prévision pluie-débit? Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris, École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts / Cemagref (Antony), 49 pp.

BEVEN, K. & KIRKBY, M. (1979). A physically-based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 23(4):419–438.

BEVEN, K. (2006). On undermining the science ? *Hydrological Processes*, 20:3141–3146.

BEVEN, K. & 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.

BIRIKUNDAVYI, S., LABIB, R., TRUNG, H. T. & ROUSSELLE, J. (2002). Performance of neural networks in daily streamflow forecasting. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(5):392–398.

BLÖSCHL, G., RESZLER, C. & KOMMA, J. (2007). A spatially distributed flash flood forecasting model. *Environmental Modelling and Software*, In Press, Corrected Proof:–.

BOCQUILLON, C. & JACCON, G. (1991). *La formation des hydrologues – Septièmes journées hydrologiques de Montpellier*.

BONTRON, G., MENEZ, G., DUBAND, D. & GAUTIER, J. N. (1999). Application de la méthode du gradex à des grands bassins versants : cas de la Loire au bec d'Allier (32 000 km^2). *La Houille Blanche-Revue Internationale de l'Eau*, 54(6):29–36.

BONTRON, G. (2004). *Prévision quantitative des précipitations : adaptation probabiliste par recherche d'analogues. Utilisation des réanalyses NCEP/NCAR et application aux précipitation du Sud-Est de la France.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 276 pp.

BORGA, M. (2006). Spatial rainfall distribution and hydrological controls of flash floodings. Rapport technique, FLOODsite, Integated Flood Risk Analysis and Management Methodologies.

BORGA, M., ANAGNOSTOU, E. T. & FRANK, E. (2000). On the use of real-time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins. *Journal of Geophysical Research–Atmospheres*, 105(D2):2269–2280.

BORGA, M., DEGLI ESPOSTI, S. & NORBIATO, D. (2006). Influence of errors in radar rainfall estimates on hydrological modeling prediction uncertainty. *Water Resources Research*, 42(8):W08409.

BORGA, M. (2002). Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 267(1-2):26–39.

BORGA, M. & VIZZACCARO, A. (1997). On the interpolation of hydrologic variables: formal equivalence of multiquadratic surface fitting and kriging. *Journal of Hydrology*, 195(1-4):160–171.

BOUVIER, E. (2007). *Evaluation de l'intérêt de l'utilisation de pluies distribuées par rapport à une pluie moyenne dans un modèle pluie-débit.* Mémoire de stage ingénieur, École Nationale des Ponts et Chaussées, 29 pp.

BOWDEN, G. J., DANDY, G. C. & MAIER, H. R. (2005). Input determination for neural network models in water resources applications. Part 1: background and methodology. *Journal of Hydrology*, 301(1-4):75–92.

BOX, G. & JENKINS, G. (1976). *Time series analysis forecasting and control*. Holden-Day (Ed.), Oakland, California.

BOYLE, D. P., GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S., KOREN, V., ZHANG, Z. Y. & SMITH, M. (2001). Toward improved streamflow forecasts: Value of semidistributed modeling. *Water Resources Research*, 37(11):2749–2759.

BRAS, R. L. & RODRIGEZ-ITURBE, I. (1976). Rainfall generation: A non-stationary, time-varying, multidimensional model. *Water Resources Research*, 12(3):450–455.

BRATH, A. & MONTANARI, A. (2000). The effects of the spatial variability of soil infiltration capacity in distributed flood modelling. *Hydrological Processes*, 14(15):2779–2794.

BRATH, A., MONTANARI, A. & TOTH, E. (2002). Neural networks and non-parametric methods for improving real-time flood forecasting through conceptual hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(4):627–640.

BRENOT, H. (2006). *Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes.* Thèse de Doctorat, Université Joseph-Fourier - Grenoble, 281 pp.

BRESSAND, F. (2002). Le projet ALTHAÏR du service d'annonce des crues du Gard. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, 2:64–68.

BRUN, J. (2001). *Prévision des crues sur la Loire amont*. Mémoire de D.E.A., DEA Sciences et Techniques de l'Environnement. Université Paris XII, ENGREF, ENPC.

BURIAN, S. J. & DURRANS, S. R. (2002). Evaluation of an artificial neural network rainfall disaggregation model. *Water Science and Technology*, 45(2):99–104.

CAMPOLO, M., ANDREUSSI, P. & SOLDATI, A. (1999). River flood forecasting with a neural network model. *Water Resources Research*, 35(4):1191–1197.

CARPENTER, T. M. & GEORGAKAKOS, K. P. (2004). Impacts of parametric and radar rainfall uncertainty on the ensemble streamflow simulations of a distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 298(1-4):202–221.

CARR, J. (2002). On visualization for assessing kriging outcomes. *Mathematical Geology*, 4(4):421–433.

CASTEILL, L., GUILBOT, A. & LUBES, H. (1988). Répertoire de données pluie-débit sur le bassin de la Haute-Loire. Rapport technique, Laboratoire d'Hydrologie Mathématique.

CERLINI, P. B., EMANUEL, K. A. & TODINI, E. (2005). Orographic effects on convective precipitation and space-time rainfall variability: preliminary results. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):285–299.

CERNESSON, F. (1993). *Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courantes à rares sur des petits bassins versants méditerranéens*. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 357 pp.

CFGB (Novembre 1994). Les crues de projet des barrages : méthode du GRADEX Design Flood Determination by the GRADEX Method. In *Barrages & Réservoirs 18ème congrès CIGB/ICOLD*.

CGCE (2003). Crue du 24 novembre 2002. Rapport technique, Diren Centre – Etablissement Public Loire.

CHAMPOLLION, C. (2005). *Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies GPS) - Application aux précipitations intenses.* Thèse de Doctorat, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 226 pp.

CHANCIBAULT, K., ANQUETIN, S., DUCROCQ, V. & SAULNIER, G. M. (2006). Hydrological evaluation of high-resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8-9 September 2002). *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(617):1091–1117.

CHANG, F. J., CHIANG, Y. M. & CHANG, L. C. (2007). Multi-step-ahead neural networks for flood forecasting. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 52(1):114–130.

CHIANG, Y.-M., HSU, K.-L., CHANG, F.-J., HONG, Y. & SOROOSHIAN, S. (2007). Merging multiple precipitation sources for flash flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 340(3-4):183–196.

CHILÈS, J.-P. & DELFINER, P. (1999). *Modeling spatial uncertainty.* John Wiley & Sons. 720 pp.

COEUR, D. & DJERBOUA, A. (2007). La crue de 1856 : reconstitution et analyse d'un événement hydrologique de référence. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, 447:27–37.

COLLIER, C. (2007). Flash flood forecasting : what are the limits of predictability? *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133:3–23.

CORRAL, C., SEMPERE-TORRES, D., REVILLA, M. & BERENGUER, M. (2000). A semi-distributed hydrological model using rainfall estimates by radar. Application to mediterranean basins. *Physics and Chemistry of Earth*, 25:1133–1136.

COSANDEY, C. (1994). Formation des crues cévenoles dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. *Revue des Sciences de l'Eau*, 7:377–393.

COULIBALY, P., ANCTIL, F. & BOBBÉE, B. (2000). Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach. *Journal of Hydrology*.

COULIBALY, P., ANCTIL, F. & BOBÉE, B. (1999). Prévision hydrologique par réseaux de neurones artificiels : état de l'art. *Can. J. Civ. Eng.*, 26:293–304.

COULIBALY, P., BOBEE, B. & ANCTIL, F. (2001). Improving extreme hydrologic events forecasting using a new criterion for artificial neural network selection. *Hydrological Processes*, 15(8):1533–1536.

COULIBALY, P. & EVORA, N. (2007). Comparison of neural network methods for infilling missing daily weather records. *Journal of Hydrology*, 341 (1-2):27–41.

CREUTIN, J. (1979). *Méthodes d'interpolation optimale de champs hydrométéorologiques - Comparaison et application à une série d'épisodes pluvieux cévenols.* Thèse de docteur-ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble.

CREUTIN, J. & OBLED, Ch. (1982). Objectives analyses and mapping techniques for rainfall fields : an objective comparison. *Water Resources Research*, 18:413–431.

CROLEY, T., ELI, R. & CRYZE, J. (1978). Ralston creek hourly precipitation model. *Water Resources Research*, 14(3):485–490.

CUBERO, R. (1991). Neural networks for water demand time series forecasting. In *Artificial neural networks - Procedings of the International workshop IWANN'91*, pages 453–460. A. Prieto, Springer-Verlag, Berlin.

DACHARRY, M. (1974). *Hydrologie de la Loire en amont de Gien (précipitations, écoulements)*. Publications du département de géographie de l'Université de Paris-Sorbonne - Nouvelles éditions latines.

DANIELL, T. (1991). Neural networks - application in hydrology and water resources engineering. *International Hydrology and Water Resources Symposium*, 22:792–802.

DAROS, D. & BORGA, M. (1997). Adaptive use of a conceptual model for real time flood forecasting. *Nordic Hydrology*, 28(3):169–188.

DATIN, R. (1998). *Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitements des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développements de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Application au bassin versant de l'Ardèche.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble , Grenoble, 369 pp.

DAWDY, D. & BERGMANN, J. (1969). Effect of rainfall variability on streamflow simulation. *Water Resources Research*, 5 (5):958–966.

de VOS, N. J. & RIENTJES, T. (2005). Constraints of artificial neural networks for rainfall-runoff modelling : trade-offs in hydrological state representation and model evaluation. *Hydrology and Earth system Sciences*, 9:111–126.

DEBLAÈRE, F. (1998). *Inventaire des situations de précipitations remarquables en Auvergne, Bourgogne et Rhône-Alpes*. Météo-France, Service Central d'exploitation de la météorologie, Phénomènes remarquables.

DELFINER, P. & DELHOMME, J. (1973). *Display and Analysis of Spatial Data*, chapitre Optimum interpolation by kriging., pages 96–114. John Wiley, New York.

DELHOMME, J.-P. (1978). Applications de la théorie des variables régionalisées dnas les sciences de l'eau. In *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série)*, volume Section III, pages 341–375. B.R.G.M.

DELRIEU, G. (2003). The Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological observatory. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, (6):83–88.

DELRIEU, G., DUCROCQ, V., GAUME, E., NICOL, J., PAYRASTRE, O., YATES, E., KIRSTETTER, P. E., ANDRIEU, H., AYRAL, 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. & WOBROCK, W. (2005). The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 6(1):34–52.

DESILETS, L., GOLDEN, B., WANG, Q. W. & KUMAR, R. (1992). Predicting salinity in the chesapeake bay using backpropagation. *Computers & Operations Research*, 19(3-4):277–285.

DEUTSCH, C. V. (1996). Correcting for negative weights in ordinary kriging. *Computers & Geosciences*, 22(7):765–773.

DIDIER, B. (2006). *Rapport de stage de fin de deuxième année (aucun autre titre trouvé)*. Mémoire de stage ingénieur, ENSHMG, Institut National Polytechnique de Grenoble.

DIREN & EPLOIRE (2004). Crue de la Loire de décembre 2003. Premier bilan hydrologique en amont de Villerest. Rapport technique, Diren Centre - Centre de Gestion des Crues et des Etiages.

DJERBOUA, A. (2001). *Prédetermination des pluies et crues extrêmes dans les Alpes franco-italiennes. Prévision quantitative des pluies journalières par la méthode des analogues*. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 239 pp. + 214 pp. d'annexes.

DREYFUS, G. (1997). Les réseaux de neurones, une technique opérationnelle pour le traitement des données industrielles, économiques et financières. *Mesures*, 699.

DREYFUS, G. (1998). Les réseaux de neurones. *Mécanique Industrielle et Matériaux*, 51.

DUBAND, D. (1970). *Reconnaissance dynamique de la forme des situations météorologiques : application à la prévision quantitative des précipitations*. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences de Paris.

DUBAND, D. (1996). La genèse des crues dans le bassin de la Loire. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, 6/7:54–62.

DUBAND, D. (1997). *Hydrologie approfondie*. ENSHMG, Institut National Polytechnique de Grenoble.

DUBAND, D., PARSY, C., LEFÈVRE, C., CAPPELAER, B., LÉOUSSOF, J., VIDAL, J., DEMMERLE, D., VORON, B., LEVIANDIER, T. & LEBOSSE, A. (1988). Mise en œuvre opérationnelle d'une prévision des crues. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, 5-6:365–373.

DUCROCQ, V., AULLO, G. & SANTURETTE, P. (2003). Les précipitations intenses et les inondations du 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*, 8ème série, 42:18–27.

DUPUY, J.-P. & GRINBAUM, A. (2005). Living with uncertainty: from the precautionary principle to the methodology of ongoing normative assessment. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(4):457–474.

ECKERT, N. (2002). Prise en compte des couverts-neigeux temporaires au sein d'un modèle pluie-débit. Mémoire de Master, Engref, Université Pierrer et Marie Curie, Cemagref Antony, 60 pp.

ESCLAFFER, T. (2003). *Étude Théorique de la formation des débits de crues à l'échelle du versant*. Mémoire de D.E.A., École Nationale des Ponts et Chaussées.

ESCLAFFER, T. (2008). *Étude théorique de la formation du ruissellement sur les versants lors d'évènements pluvieux intenses. (A paraître)*. Thèse de Doctorat, École Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts.

ESTUPINA BORRELL, V., CHORDA, J. & DARTUS, D. (2005). Prévision des crues éclair. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(13):1109–1119.

FAURE, D., ANDRIEU, H. & CREUTIN, J.-D. (1994). Application à l'hydrologie du radar météorologique. comparaison d'estimations radar et pluviométriques pour des lames d'eau horaires sur de petits bassins versants cévenols. In *Études et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées - série environnement et génie urbain EG11*. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées.

FAURES, J. M., GOODRICH, D. C., WOOLHISER, D. A. & SOROOSHIAN, S. (1995). Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modeling. *Journal of Hydrology*, 173(1-4):309–326.

FILLOD, A. (1980). La crue de la Loire du 21 septembre 1980. Aspects météorologiques. Rapport technique, Station Météorologique du Puy en Velay.

FOUFOULA-GEORGIOU, E. & GEORGAKAKOS, K. (1991). *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*, chapitre Hydrologic Advances in Space-Time Precipitation Modelin and Forecasting, pages 47–65.

FOUQUET, C. d., PRECHTEL, A. & SETIER, J. (2004). Estimation de la concentration en hydrocarbures totaux du sol d'un ancien site pétrochimique : étude méthodologique. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP*, 59(3):275–295.

FRENCH, M. N., KRAJEWSKI, W. F. & CUYKENDALL, R. R. (1992). Rainfall forecasting in space and time using a neural network. *Journal of Hydrology*, 137(1-4):1–31.

GARROTE, L. & BRAS, R. L. (1995). An integrated software environment for real-time use of a distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 167(1-4):307–326.

GARÇON, R. (1999). Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues – Overall rain-flow model for flood forecasting and pre-determination. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, 54(7-8):88–95.

GARÇON, R. (2002). L'image satellitaire et radar pour la prévision hydrologique : l'expérience d'EDF – Satellite and radar images for hydrological forecast: EDF experience. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, 2(2):69–72.

GARÇON, R., GAUME, E. & GENDREAU, N. (2003). L'hydrologie, le plaisir d'observer pour mieux comprendre - Hydrology : The pleasure of observing for better understanding. *La Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau*, 1(6):63–64.

GASOWSKI, GAUTHIER & GRELAT (1999). Les enjeux de la connaissance des crues sur le bassin de la Loire. *SHF – Crue de la normale à l'extrême (10-11 mars 1999)*, pages 147–152.

GAUME, E. (2001). Analyse du comportement hydrologique du bassin versant de l'Herbasse (Drôme) lors de la crue des 25 et 26 septembre 1999. Rapport technique, École Nationale des Ponts et Chaussées, CEREVE, Champs-sur-Marne, France.

GAUME, E. & GOSSET, R. (2003). Over-parametrisation, a major obstacle to the use of artificial neural networks in hydrology? *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(5):693–706.

GAUME, E. & LIVET, M. (1999). La crue de l'Avène des 6 et 7 octobre 1997, compte rendu d'enquête. Rapport technique, École Nationale des Ponts et Chaussées, Paris.

GAUME, E., LIVET, M., DESBORDES, M. & VILLENEUVE, J.-P. (2002). Hydrological analysis of the Avene river (France) extraordinary flood, 6 and 7 October 1997. *Physics and chemistry of the Earth*, 28(6-7):263–267.

GAUME, E., LIVET, M., DESBORDES, M. & VILLENEUVE, J.-P. (2004). Hydrological analysis of the river Aude, France, flah flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology*, 286:135–154.

GAUME, E., LIVET, M. & PONS, M. (2000). Analyse du comportement hydrologique des parties amont des bassins versants lors des crues des 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude, les Pyrénées orientales et le Tarn, Rapport de synthèse. Rapport technique, Ministère de l'aménagement du territoire et de l'environnement, DPPR, Paris.

GAUME, E., MOUHOUS, N. & ANDRIEU, H. (2007). Rainfall stochastic disaggregation models: Calibration and validation of a multiplicative cascade model. *Advances in Water Resources*, 30(5):1301–1319.

GENESLAY, E. (1971). *La Loire. Crues et embâcles.* Nouvelles Editions Latines.

GEORGAKAKOS, K. P. (2006). Analytical results for operational flash flood guidance. *Journal of Hydrology*, 317(1-2):81–103.

GEORGAKAKOS, K. P., SEO, D.-J., GUPTA, H., SCHAAKE, J. & BUTTS, M. B. (2004). Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles. *Journal of Hydrology*, 298(1-4):222–241.

GHAZI, A. (2005). Advances in flood forecasting – foreword. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):279.

GOSSET, R. (2000). *Utilité des réseaux de neurones pour la prévision hydrologique*. Mémoire de D.E.A., DEA Sciences et Techniques de l'Environnement, Paris.

GOSWAMI, M., O'CONNOR, K., BHATTARAI, K. & SHAMSELDIN, A. (2005). Assessing the performance of eight real-time updating models and procedures for the Brosna River. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9:394–411.

GOUWELEEUW, B. T., THIELEN, J., FRANCHELLO, G., DE ROO, A. P. J. & BUIZZA, R. (2005). Flood forecasting using medium-range probabilistic weather prediction. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):365–380.

GRATTON, Y. (2002). Le krigeage : la méthode optimale d'interpolation spatiale `http://www.iag.asso.fr/articles/krigeage_juillet2002.htm`.

GRAYSON, R., MOORE, I. & MCMOHAN, T. (1992). Physically based hydrologic modeling, 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research*, 28:2659–2666.

GRELAT, D. (2002). *Crues des hauts bassins de la Loire. Modélisation géographiquement distribuée, Mike SHE: évaluation et perspectives*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 350 pp.

GRELAT, D. (2004). Retour d'expérience sur la formation des crues sur les hauts bassins de la Loire. Rapport technique, France Nature Environnement.

GUILBAUD, S. (1997). *Prévision quantitative des précipitations journalières par une méthode statistico-dynamique des recherches d'analogues – Application à des bassins du pourtour méditerranéen.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 258 pp.

GUILLOT, P. & DUBAND, D. (1967). *La méthode du GRADEX pour le calcul de probabilités des crues à partir des pluies*. IAHS. Publication 84.

GUPTA, V. K. & WAYMIRE, E. C. (1979). Stochastic kinematic study of subsynoptic space-time rainfall. *Water Resources Research*, 15(3):637–644.

GÜNTER, A. (2002). *Large-scale hydrological modelling in the semi-arid north-east of Brazil*. PhD Thesis, University of Postdam, 128 pp.

HABERLANDT, U. & KITE, G. W. (1998). Estimation of daily space-time precipitation series for macroscale hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 12(9):1419–1432.

HABERLANDT, U. (2007). Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *Journal of Hydrology*, 332(1-2):144–157.

HABETS, F., DUCROCQ, V. & NOILHAN, J. (2005). Hydrologic forecasting and spatial scales: an example of Meteo-France's operational models. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(1-2):181–192.

HABETS, F., LEMOIGNE, P. & NOILHAN, J. (2004). On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. *Journal of Hydrology*, 293(1-4):270–288.

HEUVELMANS, G., MUYS, B. & FEYEN, J. (2006). Regionalisation of the parameters of a hydrological model: Comparison of linear regression models with artificial neural nets. *Journal of Hydrology*, 319(1-4):245–265.

HICKS, N. S., SMITH, J. A., MILLER, A. J. & NELSON, P. A. (2005). Catastrophic flooding from an orographic thunderstorm in the central Appalachians. *Water Resources Research*, 41(12):W12428.

HORNIK, K., STINCHCOMBE, M., WHITE, H. & AUER, P. (1994). Degree of approximation results for feedforward networks approximating unknown mapping and their derivates. *Neural Computation*, 6:1262.

HORNIK, K., STINCHCOMBE, M. & WHITE, H. (1989). Multilayer feedforward networks are universal approximators. *Neural Networks*, 2(5):359–366.

HOUDANT, B. (2004). *Contribution à l'amélioration de la prévision hydrométéorologique opérationnelle. Pour l'usage des probabilités dans la communication entre acteurs.* Thèse de Doctorat, ENGREF, 209 pp.

HOUDRÉ, F. (2001). Historique de l'annonce des crues. Rapport technique, Ministère de l'aménagement du territoire et de l'environnement – Direction de l'Eau.

HSU, K., GUPTA, H. & SOROOSHIAN, S. (1995). Artificial neural network modeling of the rainfall-runoff processes. *Water Resources Research*.

HUBERT, P. (1991). Allocution d'ouverture. In *La formation des hydrologues – Septièmes journées hydrologiques de Montpellier*. Editions de l'ORSTOM.

HYDRATEC, CONSULTANT, B. L., GAY, C. & MALAVOI, J. (2001). Étude globale de gestion des risques hydrologiques et de restauration environnementale du haut bassin de la Loire. Rapport technique, Établissement Public Loire.

IAHS-UNESCO-WMO (1974). Flash floods, Proceedings of the Paris symposium, september 1974. In *Publication 112*.

IMBEAUX, E. (1892). La Durance – Régime, Crues et Inondations. *Annales des Ponts et Chaussées*, 1:5–200.

INERIS (2003). Evaluation des incertitudes associées aux méthodes géostatistiques. Rapport technique, Laboratoire Central de Survaillance de la Qualité de l'Air.

JAIN, A. & INDURTHY, S. K. V. P. (2003). Comparative analysis of event-based rainfall-runoff modeling techniques—deterministic, statistical, and artificial neural networks. *Journal of Hydrologic Engineering*, 8(2):93–98.

JAKEMAN, A., LITTLEWOOD, I. & WHITEHEAD, P. (1990). Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology*, 117:275–300.

JENNI, S. (2001). *Prévision des crues à l'aide d'un modèle pluie-débit sur le haut-bassin de la Loire*. Mémoire de D.E.A., Université Pierre et Marie Curie, Paris.

JOHANSSON, B. (2000). Areal precipitation and temperature in the Swedish mountain. An evaluation from a hydrological perspective. *Nordic Hydrology*, 31:207–228.

JOLLOIS (1881). *Mémoire sur les crues de la Loire Supérieure*, pages 273–322. Annales des Ponts et Chaussées.

JONHSTON, J. & DINARDO, J. (1999). *Méthodes économétriques (4e éd.) / Econometric Methods 4/e*. Economica, Paris (version française) / McGraw-Hill Companies, New York (verion originale).

JOURNEL, A. & HUIJBREGTS, C. (1978). *Mining Geostatistics*. Academic Press, Neew York.

KACHROO, R. K. (1992). River flow forecasting. 1. Discussion of the principles. *Journal of Hydrology*, 133(1-2):1–15.

KACHROO, R. K. & LIANG, G. C. (1992). River flow forecasting. 2. Algebraic development of linear modeling techniques. *Journal of Hydrology*, 133(1-2):17–40.

KAVETSKI, D., KUCZERA, G. & FRANKS, S. W. (2006). Calibration of conceptual hydrological models revisited: 1. Overcoming numerical artefacts. *Journal of Hydrology*, 320(1-2):173–186.

KAVVAS, M. L., SAQUIB, M. N. & PURI, P. S. (1987). On a stochastic description of the time-space behavior of extratropical cyclonic precipitation fields. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 1(1):37–52.

KIEFFER WEISSE, A. (1998). *Étude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes françaises). Méthode de cartographie des précipitations extrêmes. Relations avec le contexte topographique. Utilisation de l'information au pas de temps de la journée.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 469 pp.

KINGSTON, G. B., LAMBERT, M. F. & MAIER, H. R. (2005). Bayesian training of artificial neural networks used for water resources modeling. *Water Resources Research*, 41(12):W12409.

KITE, G. & KOUWEN, N. (1992). Watershed modeling using land classifications. *Water Resources Research*, 28(12):3193–3200.

KLEMEŠ, V. (1983). Conceptualisation and scale in hydrology. *Journal of Hydrology*.

KLEMEŠ, V. (1986). Operationnal testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1):13–24.

KOBOLD, M. & SUGELJ, K. (2005). Precipitation forecasts and their uncertainty as input into hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):322–332.

KOUTSOYIANNIS, D. & ONOF, C. (2001). Rainfall disaggregation using adjusting procedures on a poisson cluster model. *Journal of Hydrology*, 246(1-4):109–122.

KRAJEWSKI, W. & CREUTIN, J. D. (1992). Modélisation mathématique des champs de pluie. Quelques types d'approches et leurs applications. *La Météorologie*, VIIe série, n°41:4–15.

KRIGE, D. (1951). A statistical approach to some basic mine valuation problems on the witwartersand. *J. of. Chem. Metal. and Mining Soc. of South Africa*, 52:119–139.

KRZYSZTOFOWICZ, R. (2002). Bayesian system for probabilistic river stage forecasting. *Journal of Hydrology*, 268(1-4):16–40.

KUCZERA, G., KAVETSKI, D., FRANKS, S. & THYER, M. (2006). Towards a bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models: Characterising model error using storm-dependent parameters. *Journal of Hydrology*, 331(1-2):161–177.

KULIGOWSKI, R. J. & BARROS, A. P. (1998). Localized precipitation forecasts from a numerical weather prediction model using artificial neural networks. *Weather and Forecasting*, 13(4):1194–1204.

LABORDE, J. (1984). *Analyse des données et carthographie automatique en hydrologie : éléments d'hydrologie Lorraine*. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, ENSGAPMN, 505 pp.

LANG, M., PERRET, C., RENOUF, E., SAUQUET, E. & PAQUIER, A. (2006). Incertitudes sur les débits de crue. *Valeurs rares et extrêmes de précicipitations et de débits, Lyon, France, SHF*, pages 130–112.

LARDET, P. (1992). *Prévision des crues : contribution à l'utilisation opérationnelle des modèles pluie-débit*. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 205 pp.

LARDET, P. & OBLED, Ch. (1994). Real-time flood forecasting using a stochastic rainfall generator. *Journal of Hydrology*, 162(3-4):391–408.

LE LAY, M. (2006). *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour la mesure du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.* Thèse de Doctorat, Institut Nationale Polytechnique de Grenoble, 251 pp.

LE LAY, M. & SAULNIER, G. M. (2007). Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8-9 September 2002 Cevennes-Vivarais catastrophic event. *Geophysical Research Letters*, 34(13):L13401.

LEBEL, T. (1984). *Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant: estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 339 pp.

LEBEL, T. & BASTIN, G. (1985). Variogram identification by the mean-squared interpolation error method with application to hydrologic fields. *Journal of Hydrology*, 77(1-4):31–56.

LEBEL, T., BASTIN, G., OBLED, Ch.. & CREUTIN, J. (1987). On the accuracy of areal rainfall estimation : a case study. *Water Resources Research*, 23(11):2123–2134.

LEVIANDIER, T. (1988). Mise en œuvre et interprétation de la comparaison de modèles. *La Houille Blanche*.

LIAN, Y., CHAN, I.-C., SINGH, J., DEMISSIE, M., KNAPP, V. & XIE, H. (2007). Coupling of hydrologic and hydraulic models for the Illinois River Basin. *Journal of Hydrology*, 344(3-4):210–222.

LLOYD, C. D. & ATKINSON, P. M. (2001). Assessing uncertainty in estimates with ordinary and indicator kriging. *Computers & Geosciences*, 27(8):929–937.

LNH-EDF (1972). Étude hydrologique du bassin de la Haute-Loire. Études des relations globales pluie-débit sur le haut bassin de la Loire à Bas-en-Basset. Rapport technique, EDF-DTG & Laboratoire National d'Hydraulique (LNH).

LOAGUE, K. & FREEZE, R. (1985). A comparison of rainfall of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resources Research*.

LOPES, V. L. (1996). On the effect of uncertainty in spatial distribution of rainfall on catchment modelling. *CATENA*, 28(1-2):107–119.

LOUIS, O. (2005). Enquête sur la caractérisation des enjeux opérationnels en termes de prévisions. Rapport technique, Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations.

LOUMAGNE, C., VIDAL, J., FELIU, C., TORTEROTOT, J. & ROCHE, P. (1995). Procédure de décision multimodèle pour une prévision des crues en temps réel application au bassin supérieur de la Garonne. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8:539–561.

LOVEJOY, S. & MANDELBROT, B. B. (1985). Fractal properties of rain and a fracatl model. *Tellus Series. A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 37(3):209–232.

LOVEJOY, S. & SCHERTZER, D. (1985). Generalized scale-invariance in the atmosphere and fractal models of rain. *Water Resources Research*, 21(8):1233–1250.

MADSEN, H. & SKOTNER, C. (2005). Adaptative updating in real-time river flow forecasting – a combined filtering and error forecasting procedure. *Journal of Hydrology*, 308:302–312.

MAIER, H. R. & DANDY, G. C. (1996). The use of artificial neural networks for the prediction of water quality parameters. *Water Resources Research*, 32(4):1013–1022.

MAIER, H. R. & DANDY, G. C. (1997). Modelling cyanobacteria (blue-green algae) in the river murray using artificial neural networks. *Mathematics and Computers in Simulation*, 43(3-6):377–386.

MAIER, H. R. & DANDY, G. C. (1998). Understanding the behaviour and optimising the performance of back-propagation neural networks: an empirical study. *Environmental Modelling and Software*, 13(2):179–191.

MAIER, H. & DANDY, G. (2000). Neural networks for the prediction and forecasting of water resources variables: a review of modelling issues and applications. *Environmental Modelling and Software*, 15:101–124.

MALGRAS, J. & DEBOUZIE, D. (1997). Les modèles arma peuvent-ils être utilisés avec confiance en écologie? *Acta Oecologica*, 18(4):427–447.

MARANI, M. (2003). On the correlation structure of continuous and discrete point rainfall. *Water Resources Research*, 39:1128.

MARTINEC, J. & RANGO, A. (1989). Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models. *Water Resources Bulletin*, 25(2):421–432.

MARTY, R. (2006). Amélioration d'une chaîne de prévision hydro-météorologique. Application en temps réel simulé au bassin du Gardon d'Anduze. Mémoire de Master, ENSHMG, INPG, 36 pp.

MATHERON, G. (1962). *Traité de géostatistique appliquée. Tome I.*

MATHERON, G. (1963). Principles of Geostatistics. *Economic Geol.*, 58:1246–1268.

MATHERON, G. (1965). *Les variables régionalisées et leur estimation*.

MATHERON, G. (1969). Le Krigeage Universel. In *Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, Vol.1*. École des Mines de Paris, Fontainebleau, France;.

MATHERON, G. (1986). Sur la positivité des poids du krigeage. Rapport Technique N-30/86/G, Écoles des Mines de Paris, Fontainebleau.

MATHEVET, T. (2005). *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et intercomparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants.* Thèse de Doctorat, École Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts, 463 pp.

MCCOLLUM, J. R. & KRAJEWSKI, W. F. (1998). Uncertainty of monthly rainfall estimates from rain gauges in the global precipitation climatology project. *Water Resources Research*, 34(10):2647–2654.

MCCUEN, R. H., KNIGHT, Z. & CUTTER, A. G. (2006). Evaluation of the Nash-Sutcliffe efficiency index. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(6):597–602.

MEON, G. (2006). Past and present challenges in flash flood forecasting. In *Internationnal Flash Flood Workshop 2006*.

MICHAUD, J. & SOROOSHIAN, S. (1994a). Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. *Water Resources Research*, 30(3):593–605.

MICHAUD, J. & SOROOSHIAN, S. (1994b). Effect of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash floods. *Water Resources Research*, 30(10):2765–2775.

MILELLI, M., LLASAT, M. C. & DUCROCQ, V. (2006). The cases of June 2000, November 2002 and September 2002 as examples of Mediterranean floods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6(2):271–284.

MINNS, A. W. & HALL, M. J. (1996). Artificial neural networks as rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 41(3):399–417.

MONTANARI, A. & BRATH, A. (2004). A stochastic approach for assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations. *Water Resources Research*, 40(1):W01106.

MONTZ, B. E. & GRUNTFEST, E. (2002). Flash flood mitigation: recommendations for research and applications. *Global Environmental Change Part B: Environmental Hazards*, 4(1):15–22.

MOORE, R. (1993). Real-time flood forecasting systems : perspectives and prospects. In *UK-Hungarian Workshop on Flood Defense, Budapest*.

MOREL, J.-C. (2002). Du Mezenc à Pont de Lignon : au fil du Lignon Vellave. Rapport technique.

MORIN, G., FORTIN, J. & CHARBONNEAU, R. (1975). Utilisation du modèle hydrophysiographique CEQUEAU pour l'exploitation des réservoirs artificiels. *IAHS Publication*, 115:176–184.

MOULIN, L. (2003). *Prise en compte des barrages-réservoirs dans un modèle pluie-débit global. Application au bassin de la Seine amont*. Mémoire de D.E.A., École des Mines de Paris.

MOULIN, L. & THEPOT, R. (1999). The CRISTAL system of floods and low water management in the Loire basin : the modernization. *La Houille Blanche - Revue Internationale de l'Eau*, 54:77–81.

MÉTÉOFRANCE (2002). Bulletin climatique novembre 2002. *Bulletins climatiques de Météo-France*, page 12 pp.

NAEF, F. (1981). Can we model the rainfall-runoff process today? *Hydrological Sciences Bulletin*.

NANDAKUMAR, N. & MEIN, R. G. (1997). Uncertainty in rainfall–runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*, 192(1-4):211–232.

NASH, J. & SUTCLIFFE, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290.

NEHLIG, P., BOIVIN, P., GOËR, A. d., MERGOIL, J., PROUTEAU, G., SUSTRAC, G. & THIÉBLEMONT, D. (2003). Les volcans du Massif Central. *Géologues*, Numéro Spécial:1–41.

NERRAND, O. (1992). *Réseaux de neurones pour le filtrage adaptatif, l'identification et la commande de processus*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 151 pp.

NOEL, J. & DOBUR, J. (2003). Flood forecast operations at the national weather service forecast office. In *Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference, Université de Georgie.*

NORBIATO, D., BORGA, M., SANGATI, M. & ZANON, F. (2007). Regional frequency analysis of extreme precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood. *Journal of Hydrology*, 345(3-4):149–166.

OBLED, Ch.., DJERBOUA, A., ZIN, I. & GARÇON, R. (2003). A simple probabilistic flood forecasting chain with focus on the use of QPF's. In *Proceedings of European Science Foundation workshop, Hydrological Risk: recent advances in peak river flow modelling, prediction and real-time forecasting. Assessment of the impacts of land-use and climate changes. Bologna, Italy, October 24-25 - edited by Editoriale Bios - 417 pp.*, pages 169–185.

OBLED, Ch.. & ZIN, I. (2004). Topmodel : Principes de fonctionnement et applications. *La Houille Blanche*, 1:65–70.

OBLED, Ch. (1979). *Contribution à l'analyse des données en Hydrométéorologie. La prévision des phénomènes accidentels et l'analyse des champs spatiaux. Application à la prévision des avalanches à Davos et à l'analyse des épisodes pluvieux Cévenols.* Thèse d'État, Université Scientifique et Médicale et Institut National Polytechnique de Grenoble, 357 pp.

O'CONNEL, P. & CLARKE, R. (1981). Adaptative hydrological forecasting – a review. *Hydrological Sciences Bulletin*, 26 (2):179–205.

OGDEN, F. L., SHARIF, H. O., SENARATH, S. U. S., SMITH, J. A., BAECK, M. L. & RICHARDSON, J. R. (2000). Hydrologic analysis of the Fort Collins, Colorado, flash flood of 1997. *Journal of Hydrology*, 228(1-2):82–100.

OLLIVIER, T. (2004). Prévision des crues sur le bassin de la Seine à Paris-Austerlitz. Mémoire de Master, Cemagref Antony, Diren IdF, DEA HHGG, 50 pp.

OLSSON, J. (1998). Evaluation of a scaling cascade model for temporal rainfall disaggregation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(1):19–30.

OLSSON, J. (2006). Spatio-temporal precipitation error propagation in runoff modelling : a case study in central Sweden. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6:597–609.

ONOF, C., WHEATER, H. & ISHAM, V. (1994). Note on the analytical expression of the inter-event time characteristics for Barlett-Lewis type rainfall models. *Journal of Hydrology*, 157:197–210.

ONOF, C., TOWNEND, J. & KEE, R. (2005). Comparison of two hourly to 5-min rainfall disaggregators. *Atmospheric Research*, 77(1-4):176–187.

OUDIN, L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global.* Thèse de Doctorat, ENGREF, 495 pp.

OUDIN, L., ANDREASSIAN, V., PERRIN, C. & ANCTIL, F. (2004). Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 40(11):W11101.

OUDIN, L., PERRIN, C., MATHEVET, T., ANDREASSIAN, V. & MICHEL, C. (2006). Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 320(1-2):62–83.

PAQUET, E., GAILHARD, J. & GARÇON, R. (2006). Evolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. In *Colloque SHF "Valeurs rares et extrêmes de débits..." – Lyon – Mars 2006*.

PARIZEAU, M. (2004). *Réseaux de neurones (cours)*. Université Laval, Québec.

PATUREL, J. E., SERVAT, E. & VASSILIADIS, A. (1995). Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data – case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168(1-4):111–125.

PAYAN, J.-L. (2007). *Prise en compte de barrages-réservoirs dans un modèle pluie-débit global*. Thèse de Doctorat, ENGREF.

PAYRASTRE, O. (2005). *Faisabilité et utilité du recueil de données historiques pour l'étude des crues extrêmes de petits cours d'eau - Étude du cas de quatre bassins versants affluents de l'Aude*. Thèse de Doctorat, École Nationale des Ponts et Chaussées, 390 pp.

PEBESMA, E. J., SWITZER, P. & LOAGUE, K. (2007). Error analysis for the evaluation of model performance : rainfall-runoff event summary variables. *Hydrological Processes*, 21:3009–3024.

PELLET, B., MOHBID, A. & RIBES, A. (2004). *La prévision des crues. Structures, outils et réseaux en France et dans d'autres pays européens.* Mémoire de stage ingénieur, ENGREF.

PERRIN, C., MICHEL, C. & ANDREASSIAN, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3-4):275–301.

PERRIN, C., MICHEL, C. & ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279:275–289.

PERRIN, C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 530 pp.

PETERLONGO, J. (1972). *Guides géologiques régionaux : Massif Central, Limousin, Auvergne, Velay*. Masson (Paris).

PORCU, F., BORGA, M. & PRODI, F. (1999). Rainfall estimation by combining radar and infrared satellite data for nowcasting purposes. *Meteorological Applications*, 6(4):289–300.

RABUFFETTI, D. (2006). Discharge assimilation in a distributed flood forecasting model. *Advances in Geosciences*, 7:355–360.

RABUFFETTI, D. & BARBERO, S. (2005). Operational hydro-meteorological warning and real-time flood forecasting: the Piemonte Region case study. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):457–466.

RABUFFETTI, D. & MILELLI, M. (2005). The hydro-meteorological chain in Piemonte region, North Western Italy analysis of the HYDROPTIMET test cases. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(6):845–852.

RANJITHAN, S., EHEART, J. W. & GARRETT, J. H. (1993). Neural network based screenng for groundwater reclamation under uncertainty. *Water Resources Research*, 29(3):563–574.

REED, S., KOREN, V., SMITH, M., ZHANG, Z., MOREDA, F. & SEO, D.-J. (2004). Overall distributed model intercomparison project results. *Journal of Hydrology*, 298(1-4):27–60.

REED, S., SCHAAKE, J. & ZHANG, Z. (2007). A distributed hydrologic model and threshold frequency-based method for flash flood forecasting at ungauged locations. *Journal of Hydrology*, 337(3-4):402–420.

REED, W. & KINCER, J. (1917). The preparation of precipitation charts. *Mon.Wea. Rev.*, 45:233–235.

REFSGAARD, J. C. (1997a). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1-4):69–97.

REFSGAARD, J. C. (1997b). Validation and intercomparison of different updating procedures for real-time forecasting. *Nordic Hydrology*, 28(2):65–84.

REFSGAARD, J. C., HENRIKSEN, H. J., HARRAR, W. G., SCHOLTEN, H. & KASSAHUN, A. (2005). Quality assurance in model based water management – review of existing practice and outline of new approaches. *Environmental Modelling and Software*, 20(10):1201–1215.

REFSGAARD, J. C. & KNUDSEN, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, 32(7):2189–2202.

REFSGAARD, J. C. & HENRIKSEN, H. J. (2004). Modelling guidelines–terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources*, 27(1):71–82.

RENARD, B. (2006). *Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France.* Thèse de Doctorat, INPG, 361 pp.

RENNARD, J.-P. (2006). *Réseaux neuronaux. Une introduction.* Vuibert Informatique.

RHEA (2004). Étude de la pluie du 29 novembre au 3 décembre 2003. Rapport technique, RHEA (CALAMAR).

RICO, M., BENITO, G. & BARNOLAS, A. (2001). Combined paleoflood and rainfall-runoff assessment of mountain floods (Spanish Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 245:59–72.

RIO2 (2004). Prévision des crues sur le bassin amont de la Loire à partir de modèles pluie-débit globaux et de réseaux de neurones. Rapport technique, Programme Risque Inondation.

ROBINSON, T. & METTERNICHT, G. (2006). Testing the performance of spatial interpolation techniques for mapping soil properties. *Computers and Electronics in Agriculture*, 50:97–108.

ROCHE, P. & TAMIN, R. (1986). Procedures de décision Multi-Modèles applicables à la prévision des crues en temps réel. Rapport technique, École Nationale des Ponts et Chaussées, CERGRENE.

ROCHE, P.-A. s. l. d. d., BERNIER, DUBAND, MASSON, OBLED, PARSY & THIRRIOT (1987). *Guide de prévision des crues*. Ministère chargé de l'environnement & Société Hydrotechnique de France.

ROUCHON, U. (1910). *Recherches sur les inondations de la Loire Supérieure et de ses affluents dans le département de la Haute-Loire*. Librairie Ancienne H. Champion, Paris.

ROY, J. (2000). De l'image radar à la prévision des crues. *La Houille Blanche*.

RÉMÉNÉRIAS, G. (1976). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Eyrolles.

SAMUELS, P. G. (2004). Some research needs for river flood forecasting in FP6. Rapport technique, HR Wallingford Technical Note for ACTIF EC Project, EVK1-CT-2002-80014.

SAULNIER, G.-M. (1996). *Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 336 pp.

SCHAAKE, J., DUAN, Q., ANDREASSIAN, V., FRANKS, S., HALL, A. & LEAVESLEY, G. (2006). The model parameter estimation experiment (mopex). *Journal of Hydrology*, 320(1-2):1–2.

SCHAEFLI, B. & GUPTA, H. V. (2007). Do Nash values have value? *Hydrological Processes*, 21(15):2075–2080.

SCHOLTEN, H., KASSAHUN, A., REFSGAARD, J. C., KARGAS, T., GAVARDINAS, C. & BEULENS, A. J. (2007). A methodology to support multidisciplinary model-based water management. *Environmental Modelling & Software*, 22(5):743–759.

SEGOND, M.-L. (2006). *Stochastic Modelling of Space-Time Rainfall and the Significance of Spatial Data for Flood Runoff Generation*. PhD Thesis, Imperial College London.

SEIBERT, J. (2001). On the need for bennchmarks in hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 15(6):1063–1064.

SEYFRIED, M. & WILCOX, B. (1995). Scale and the nature of spatial variability : field examples having implications for hydraulic modelling. *Water Resources Research*, 31:173–184.

SHAH, S. M. S., O'CONNELL, P. E. & HOSKING, J. R. M. (1996). Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 1. Formulation and calibration of a stochastic rainfall field model. *Journal of Hydrology*, 175(1-4):67–88.

SHAMSELDIN, A. & O'CONNOR, K. (2001). A non-linear neural network technique for updating procedures for updating of river flow forecasts. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(4):577–597.

SHRESTHA, R. R., THEOBALD, S. & NESTMANN, F. (2005). Simulation of flood flow in a river system using artificial neural networks. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4):313–321.

SILBERSTEIN, R., P. (2006). Hydrological models are so good, do we still need data? *Environmental Modelling and Software*, 21:1340–1352.

SIVAKUMAR, B. (2001). Is a chaotic multi-fractal approach for rainfall possible? *Hydrological Processes*, 15(6):943–955.

SIVAPALAN, M., BEVEN, K. & WOOD, E. F. (1987). On Hydrologic Similarity. 2. A Scaled Model of Storm Runoff Production. *Water Resources Research*, 23(12):2266–2278.

SLIMANI, M. (1984). *Étude des pluies de fréquence rare à faible pas de temps sur la région Cévennes-Vivarais : estimation, relation avec le relief et carthographie synthétique.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 292 pp.

SMITH, J., BAECK, M., STEINER, M. & MILLER, A. (1996). Catastrophic rainfall from an upslope thunderstorm in the central Appalachians : the Rapidan storm of June 27, 1995. *Water Ressources Research*, 32(10):3099–3113.

SMITH, J. A., BAECK, M. L., MEIERDIERCKS, K. L., MILLER, A. J. & KRAJEWSKI, W. F. (2007). Radar rainfall estimation for flash flood forecasting in small urban watersheds. *Advances in Water Resources*, 30(10):2087–2097.

SMITH, M., KOREN, V., REED, S., ZHANG, Z., MOREDA, F., CUI, Z., LEI, F., CONG, S., SEO, D. & SCHAAKE, J. (2006). The distributed hydrologic model intercomparison project (dmip): Phase 1 results and phase 2 plans. In *Geophysical Research Abstract, vol 8. EGU.*

STARON, G. (1981). HYDROLOGIE: la crue des 21 et 22 septembre 1980 sur le bassin de la Loire supérieure. *Revue de Géographie de Lyon*, 1:49–74.

STARON, G. (1986). Exemples de calamités climatiques sur l'est du Massif Central (septembre 1980 - novembre 1982). *Revue de Géographie de Lyon*, 3:283–290.

STORM, B., JENSEN, K. H. & REFSGAARD, J. C. (1989). Estimation of catchment rainfall uncertainty and its influence on runoff prediction. *Nordic Hydrology*, 19(2):77–88.

SUGAWARA, M. (1992). *Advances in Theoretical Hydrology. A tribute to James Dooge.*, chapitre Ch. 5 - On the weights of precipitation stations, pages 59–74. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, Elsevier.

SUN, X., MEIN, R. G., KEENAN, T. D. & ELLIOTT, J. F. (2000). Flood estimation using radar and raingauge data. *Journal of Hydrology*, 239(1-4):4–18.

SZIDAROVSZKY, F., BAAFI, E. & KIM, Y. (1987). Kriging without negative weights. *Mathematical Geology*, 19(6):549–559.

SÉNÉSI, S., BOURGEAULT, P., CHÈZE, J.-L., COSENTINO, P. & THEPENIER, R.-M. (1996). The Vaison-La-Romaine flash flood: Mesoscale analysis and predictability issues. *Weather Forecast*, 11:417–442.

TABIOS, G. & SALAS, J. (1985). A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resources Bulletin*, 21, n°3:365–380.

TANGARA, M. (2005). *Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global*. Thèse de Doctorat, École Pratique des Hautes Études, Paris, 374 pp.

THAUVIN, V. (2000). Aide à la validation automatique des mesures pluviographiques - rapport final. Rapport technique, CEREVE, École Nationale des Ponts et Chaussées.

THIESSEN, A. (1911). Precipitation averages for large areas. *Mon.Wea. Rev.*, 39:1082–1084.

THILLET, J.-J. (1997). *La météo de montagne. Collection : Les guides du Club Alpin Fançais.* Paris, pp.189.

TODINI, E. (2001). Influence of parameter estimation uncertainty in Kriging. Part 1 : Theoretical development. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(2):215–223.

TOMASSETTI, B., COPPOLA, E., VERDECCHIA, M. & VISCONTI, G. (2005). Coupling a distributed grid based hydrological model and mm5 meteorological model for flooding alert mapping. *Advances in Geosciences*, 2:59–63.

TOTH, E., BRATH, A. & MONTANARI, A. (2000). Comparison of short-term rainfall prediction models for real-time flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 239:132–147.

TOTH, E., MONTANARI, A. & BRATH, A. (1999). Real-time flood forecasting via combined use of conceptual and stochastic models. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24(7):793–798.

TOTH, Z. (2002). Assessing the value of probabilistic forecasts from a scientific perspective. In *Proceedings of ECMWF Seminar on Predictability of Weather and Climate, 9-13 September 2002, Reading, UK (Disponible en ligne : `http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/proceedings/seminar2002_predictability/toth_v2.pdf`.*

TOURASSE, P. (1981). *Analyses spatiales et temporelles des précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues. Application aux régions Cévenoles.* Thèse de docteur-ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble.

TROUTMAN, B. M. (1982). An analysis of input errors in precipitation-runoff models using regression with errors in the independent variables. *Water Resources Research*, 18(4):947–964.

TROUTMAN, B. M. (1983). Runoff prediction errors and bias in parameter-estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resources Research*, 19(3):791–810.

URBANI, D. (1995). *Méthodes statistiques de sélection d'architectures neuronales : application à la conception de modèles de processus dynamiques*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 160 pp.

URBANI, D., ROUSSEL-RAGOT, P., PERSONNAZ, L. & DREYFUS, G. (1994). The selection of neural models of nonlinear dynamical systems by statistical tests. *Neural Networks for Signal Processing*, I:229–237.

VALDES, D. (2002). *Performance des prévisions hydrologiques du modèle Mike-SHE sur des bassins versants non jaugés: application au bassin de la Gazeille (Haute-Loire).* Mémoire de D.E.A., Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

VALENTIN, S. (1995). *Variabilité artificielle des conditions d'habitat et conséquences sur les peuplements aquatiques : effets écologiques des éclusées hydroélectriques en rivière. Étude de cas (Ance du Nord et Fontaulière) et approches expériementales.* Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard - Lyon 1 et Cemagref Lyon, 284 pp.

VENEZIANO, D., LANGOUSIS, A. & FURCOLO, P. (2006). Multifractality and rainfall extremes: A review. *Water Resources Research*, 42(6):W06D15.

VERSINI, P.-A. (2007). *Surveillance du risque hydrologique diffus le long des itinéraires routiers*. Thèse de Doctorat, École Nationale des Ponts et Chaussées, 264 pp.

VISCHEL, T. & LEBEL, T. (2007). Assessing the water balance in the sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. part 2: Idealized modeling of runoff sensitivity. *Journal of Hydrology*, 333(2-4):340–355.

VIVONI, E. R., ENTEKHABI, D. & HOFFMAN, R. N. (2007). Error propagation of radar rainfall nowcasting fields through a fully distributed flood forecasting model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(6):932–940.

VRUGT, J. A., GUPTA, H. V., DEKKER, S. C., SOROOSHIAN, S., WAGENER, T. & BOUTEN, W. (2006). Application of stochastic parameter optimization to the sacramento soil moisture accounting model. *Journal of Hydrology*, 325(1-4):288–307.

WAGENER, T., WEILER, M., MCGLYNN, B., GOOSEF, M., MAIXNER, T., MARSHALL, L., MC GUIRE, K. & MCHALE, M. (2007). Taking the pulse oh hydrology education. *Hydrological Processes*, 21:1789–1792.

WAGENER, T. & GUPTA, Hoshin, V. (2005). Model identification for hydrological forecasting under uncertainty. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.*, 19:378–387.

WAYMIRE, E. & GUPTA, V. K. (1981). The mathematical structure of rainfall representations. 1. a review of the stochastic rainfall models. *Water Resources Research*, 17(5):1261–1272.

WAYMIRE, E., GUPTA, V. K. & RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1984). A spectral theory of rainfall intensity at the meso-beta-scale. *Water Resources Research*, 20(10):1453–1465.

WEILL, S. (2007). *Modélisation des échanges surface/subsurface à l échelle de la parcelle par une approche darcéenne multidomaine.* Thèse de Doctorat, École des Mines de Paris.

WMO (1975). Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. operational hydrology report n°7, wmo n°429. Rapport technique, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

WMO (1986). Intercomparison of models of snowmelt runoff. operational hydrology report n°23, wmo n°646. Rapport technique, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

WMO (1992). Simulated real-time intercomparison of hydrological models. operational hydrology report n°38, wmo n°779. Rapport technique, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

WMO (1994). *Guide to hydrological practices*. WMO-No 168.

WOOD, S. J., JONES, D. & MOORE, R. (2000). Accuracy of rainfall measurement for scales of hydrological interest. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4:531–543.

WOOLHISER, D. (1996). Search for a physically based runoff model – a hydrologic el dorado? *Journal of Hydrualic Engineering (ASCE)*, 122:122–129.

XIONG, L., O'CONNOR, K. & GUO, S. (2004). Comparison of three updating schemes using artificial neural network in flow forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(2):247–255.

XU, C. Y. & VANDEWIELE, G. L. (1994). Sensitivity of monthly rainfall-runoff models to input errors and data length. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 39(2):157–176.

XU, C. Y. & VANDEWIELE, G. L. (1995). Parsimonious monthly rainfall-runoff models for humid basins with different input requirements. *Advances in Water Resources*, 18(1):39–48.

YAMAMOTO, J., K. (2000). An alternative measure of the reliability of ordinary kriging estimates. *Mathematical Geology*, 32(4):489–509.

YANG, X. & MICHEL, C. (2000). Flood forecasting with a watershed model: a new method of parameter updating. *Hydrological Sciences Journal*, 45(4):537–546.

YE, W., BATES, B., VINEY, N., SIVAPALAN, M. & JAKEMAN, A. (1997). Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 33:153–166.

YEN, B. C. (1995). Criteria for evaluation of watershed models – discussion. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering -ASCE*, 121(1):130–131.

YONNET, N. (2003). *Retour d'expérience hydrologique. La Loire à l'amont du barrage de Villerest. Crues du 23 au 26 novembre 2002.* Mémoire de stage ingénieur, ENSHMG, Grenoble.

YU, P.-S. & CHEN, S.-T. (2005). Updating real-time flood forecasting using a fuzzy rule-based model. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 50:265–278.

ZEALAND, C. M., BURN, D. H. & SIMONOVIC, S. P. (1999). Short term streamflow forecasting using artificial neural networks. *Journal of Hydrology*, 214(1-4):32–48.

ZHANG, S., WATANABE, H. & YAMADA, R. (1994). *Stochastic and statistical methods in hydrology and environnemental engineering*, chapitre Prediction of daily water demands by neural networks, pages 217–227. Kluwer Academic Publishers, Dortrecht, Hollande.

ZIN, I. (2002). *Incertitudes et ambiguité dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche.* Thèse de Doctorat, Institut National Poytechnique de Grenoble, 200 pp.

A Compléments sur les bassins et données

A.1 Revues des études sur l'hydrologie de la Loire Supérieure

Une revue des principaux travaux en relation directe ou indirecte avec les bassins de la Loire supérieure a été réalisée. Elle est présentée ici, selon un ordre chronologique.

Jollois (1881) Il s'agit de la plus ancienne étude que nous ayons recueillie. Réalisée par un ingénieur en chef des Ponts et Chaussées, elle fait la synthèse des observations sur les pluies et les hauteurs d'eau consécutives à la grande crue de 1856. Vingt-deux années de données sont utilisées et portent sur les bassins de la Loire Supérieure (en amont de Bas-en-Basset et dans le Forez). Dans un premier chapitre le bassin de la Loire est décrit, sous-bassin par sous-bassin. Ensuite une description de la distribution de la pluie est réalisée où il est noté que le climat du bassin de cette partie de la Loire est plus proche de celui du Rhône que de celui de la Seine et où une séparation entre les bassins de rive gauche et de rive droite est réalisée. Ensuite, des relations entre les hauteurs d'eau en différentes stations ont été analysées au cours des crues, et une typologie ainsi qu'un modèle de prévision à partir des hauteurs amont sont proposés. Quatre crues sont analysées en détail et sont rapportées dans le présent manuscrit de thèse (*cf.* PART.2.2.3.2, page 44).

Rouchon (1910) Ce livre est divisé en deux parties. Après une introduction sur l'utilité des études sur les phénomènes « météorologiques anormaux », la première partie reprend presque intégralement les travaux de Jollois (1881) auxquels est ajoutée une partie historique importante recueillant les différents témoignages de crues ou d'orages sévères en Haute-Loire. Le dernier chapitre est consacré à la lutte contre les inondations et le reboisement. Des tableaux sont joints, rappelant les caractéristiques des crues importantes de 1846 à 1907. La deuxième partie de cet ouvrage est consacrée à la chronologie des inondations de la Loire et de ses affluents dans la Haute-Loire. Des témoignages sont rapportés, depuis 1374.

Geneslay (1971) Ce petit livre traite des crues et embâcles de la Loire. Une attention particulière est portée sur la Loire à la hauteur de Tours. Des renseignements sont fournis sur les crues passées depuis le IX^{e} siècle; puis les 3 grandes crues de XIX^{e} siècle (1846, 1856 et 1866) sont détaillées. Un tableau recense ensuite toutes les crues importantes à Tours (plus de 3 mètres) depuis 1820. Une analyse intéressante sur les pluies et les débits fait suite, apportant en même temps des informations sur les techniques de calcul avant l'ère de l'informatique.

LNH-EDF (1972) Ce document, réalisé par EDF, présente une étude hydrologique sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset. L'étude est divisée en 3 parties. La première partie concerne la mise en forme et la critique des données (listes des stations, tests d'homogénéitité). Ensuite, des lames d'eau mensuelles sur le bassin sont calculées. Pour cela, les données manquantes sont reconstituées après une analyse en composantes principales. Une corrélation multiple est calée entre des lames d'eau journalières calculées sur des données récentes (méthode de Thiessen) et deux ou trois postes pluviométriques anciens (Les Estables, Chadrac et Chomelix). Cette corrélation multiple permet ensuite de calculer des lames d'eau journalières même pour les données anciennes. Enfin, un modèle pluie-débit journalier CREC est calé (sur une période de 4 ans comportant à la fois une crue importante et des crues secondaires) et utilisé sur les données journalières, en simulation. Une tentative d'utilisation en « prévision » est réalisée en essayant d'anticiper les états des réservoirs du modèle à partir d'une information sur la saison (ils distinguent le printemps et l'automne) et en utilisant un antécédent pluviométrique. Les résultats obtenus sont une erreur moyenne de l'ordre de 15% en prévision sur les débits journaliers, c'est-à-dire des résultats de même ordre de grandeur qu'en simulation. Il est noté que la mise

à jour sur les derniers débits observés n'améliore pas les résultats de manière systématique mais permet de limiter la dispersion dans les cas où la prévision était moins bonne. Les perspectives de cette étude portent sur l'intérêt d'une prise en compte spatialisée des pluies (amont de Chadrac *vs* aval de Chadrac) associée à un réseau pluviographique plus dense.

Dacharry (1974) Il s'agit d'une thèse de doctorat d'état en deux volumes : le premier volume étant consacré au texte, alors que le deuxième est consacré aux annexes. Un travail de fond a été réalisé afin de mieux comprendre l'hydrologie de la Loire à l'amont de Gien ainsi que celle de ses petits affluents. Une vingtaine de bassins témoins a été étudiée. Parmi eux, les bassins de la Loire à Rieutord et à Bas-en-Basset, et ceux de la Borne à Espaly, de la Gazeille au Monastier, du Lignon du Velay à Pont de Lignon (juste avant la confluence avec la Loire). Le travail mené, en trois parties, est celui d'une géographe : précis, minutieux, détaillé. La première partie est consacrée à la présentation et à l'analyse des données sur le bassin de la Loire en amont de Gien : la représentativité des séries est interrogée et quelques caractères communs aux bassins témoins identifiés. La seconde partie est consacrée à la vie du fleuve et son régime : les variabilités interannuelles et saisonnières sont étudiées suivies des caractéristiques en étiage et en crue. La dernière partie, enfin, est consacrée à la ressource : caractérisation d'une année hydrologique sur ces bassins, bilans d'écoulement et évaluation des ressources hydriques.

Fillod (1980) Ce document est un rapport sur l'événement météorologique exceptionnel qui a engendré la crue de septembre 1980. Il présente l'évolution de la situation à l'échelle synoptique puis à l'échelle départementale. Des éléments explicatifs sont présentés :

1. une masse d'air chaud et humide
2. une masse d'air polaire beaucoup plus froid
3. la mise en présence prolongée de ces deux masses d'air du fait du blocage de l'air froid contre les monts du Vivarais et la persistence du flux du Sud après le passage de la limite froide.

La recherche de situations analogues fait ressortir l'épisode des 9 et 10 novembre 1951. Les documents graphiques joints présentent l'événement sous différentes formes (pluviométrie en mm ; isohypses et isothermes à 700 mb; isohypses à 500 mb ; situation générale ; etc)

Staron (1981) Ce document est extrait de la revue de géographie de Lyon. Il s'agit d'un examen approfondi (en 25 pages) de la crue du 21 et 22 septembre 1980 sur le bassin de la Loire supérieure. Des analyses météorologiques et hydrologiques détaillées montrent, entre autres, que cette averse méditerranéenne a la particularité d'être décalée vers le nord par rapport aux averses cévenoles classiques.

Staron (1986) Ce document compare les caractéristiques météorologiques de trois événements climatiques particulièrement marquant du début des années 1980 dans l'est du Massif Central : une tempête de vent le 8 novembre 1982, une chute de neige forte le 26 novembre 1982 et la pluie sur la Loire supérieure des 20 et 21 septembre 1980 qui a engendré des crues catastrophiques.

Casteill *et al.* (1988) Ce travail consiste en un répertoire des données pluie-débit sur le bassin de la Haute-Loire lors des événements de crue au cours de la période 1975-1988. 3 sous-bassins sont étudiés : l'amont de Chadrac, de Chadrac à Bas-en-Basset (comportant les stations de l'Ance du Nord à Laprat, de la Loire à Chadrac, du Lignon au Chambon sur Lignon, de la Dunière à Vaubarlet et de la Loire à Bas-en-Basset), et de Bas-en-Basset à Feurs [1]. Le pas de temps des données est de deux heures. 12 crues ont été sélectionnées en 1975, 6 en 1976, 10 en 1977, 3 en 1978, 5 en 1979, 5 en 1980, 8 en 1981, 4 en 1982, 5 en 1983, 4 en 1984, 1 en 1985, 1 en 1986 et 1 en 1987.

CFGB (1994) Ce numéro spécial est consacré à la méthode du gradex. La méthode est présentée en détail et des cas d'applications concrets pour déterminer des crues de projet sont ensuite présentés. Une annexe expose le cas du projet de barrage à Serre de la Farre sur la Loire (à peu près à la hauteur de Coubon) qui a occupé les esprits dans les années 1980, suite à la crue catastrophique de septembre 1980. Une étude est donc menée pour dimensionner cet aménagement : elle repose sur les mesures de débits à Brives-Charensac [2] (867 km^2) et les mesures de pluies journalières à Sainte-Eulalie et à la station du Puy-en-Velay. Le gradex trouvé sur les précipitations journalières annuelles est de 23 mm [3]. La crue de

1. Seuls les deux premiers nous intéressent.

2. Cette station a été emportée lors de la crue de novembre 1996 et n'a pas été remplacée. Nous ne l'avons donc pas utilisée pour notre étude.

3. La formule P=66+23 ln(T) a été calculée sur la pluie journalière de bassin ce qui permet d'évaluer les valeurs pour des périodes de retour T données : pour T=10, $P_{10} \approx$120 mm ; pour T=20, $P_{20} \approx$135 mm, pour T=50, $P_{50} \approx$156 mm, pour T=100, $P_{100} \approx$172 mm, pour T=1000, $P_{1000} \approx$225 mm

septembre 1980 (2000 $m^3.s^{-1}$ à Brives) est estimée avoir une durée de retour de 150 ans. Le débit de pointe millennale est estimé à 2850 $m^3.s^{-1}$ (3.3 $m^3.s^{-1}$ .km^2) et le débit décamillennal à 3900 $m^3.s^{-1}$ (4.5 $m^3.s^{-1}$ .km^2).

Duband (1996) Cet article porte sur la genèse des crues sur la bassin de la Loire dans sa totalité. L'auteur y décrit les différents types de crues pouvant toucher ce bassin (essentiellement à l'aval de Nevers). Des crues d'origine méditerranéenne extensive et d'origine océanique sont distinguées. Les caractéristiques des plus grandes crues depuis celle de 1846 sont détaillées. Mis en rapport avec les études sur la Loire amont, cet article permet de montrer à quel point, les problématiques de la prévision se transforment pour un même cours d'eau lorsque l'on passe des tous premiers milliers de km^2 à des superficies bien plus importantes.

Bontron *et al.* (1999) Cette étude porte sur l'utilisation du gradex sur le bassin de la Loire au Bec d'Allier (32 000 km^2). Une présentation de l'hydrologie de la Loire moyenne est réalisée ; ensuite la pluviométrie du bassin est présentée : et entres autres, un corrélogramme de la pluie journalière est évalué (la corrélation s'annule pour 100 km^2). Ensuite les pluies et débits extrêmes sont évalués à l'aide de la technique du gradex. Le gradex mensuel est calculé sur des pluies ponctuelles (ou moyennes sur le bassin) sur des cumuls de 3 à 5 jours (4 jours est la durée caractéristique des sous-bassins et 5 jours est la durée caractéristique du bassin global). Il apparaît peu d'écart entre le gradex des valeurs de pluies moyennes et la moyenne des valeurs de gradex sur des pluies ponctuelles. Les valeurs de gradex sont de l'ordre de 15 à 19. Ces valeurs de gradex sont ensuite utilisées pour évaluer des débits de fréquences de retour rares.

Gasowski *et al.* (1999) Cet acte de colloque présente les enjeux de la connaissance des crues sur le bassin de la Loire. Il s'intéresse plus particulièrement aux caractéristiques des différents types de crues (crues méditerranéennes, crues océaniques, crues mixtes), à leur formation, à leur déroulement. Le cas des trois grandes crues du XIX^e siècle est rappelé.

Alvarez (2000) Il s'agit d'un catalogue des crues recensées sur le bassin de la Haute-Loire en amont de Villerest réalisé par la DIREN Centre. Ont été étudiées les 3 crues importantes du XIX^e siècle (1846, 1856, 1866) ainsi que la crue de 1907 et que les crues « récentes » (35 crues de 1968 à 1998). Les principales caractéristiques de la formation des crues sur ces bassins sont rappelées rapidement, puis celles des différentes crues présentes dans le catalogue, selon les critères suivants : bassin concerné, ampleur de la crue, période de retour, type de crues (cévenoles/mixtes/crues du Morvan, pluies orageuses/océaniques, plusieurs ondes de crues, etc), les débits maximaux, la propagation de la crue, les données disponibles. Ensuite, dans le catalogue-même, chaque crue est plus ou moins détaillée, plus ou moins décrite (de quelques lignes sans information quantitative à plusieurs pages avec tableaux de synthèse sur les différentes hauteurs et débits correspondants atteints).

Brun (2001) Ce travail de DEA concerne la prévision des crues sur les bassins du Lignon au Chambon sur Lignon et de la Gazeille à Besseyre. Les données utilisées sont celles de la thèse de Grelat (2002) sur la période 1977-1999 et mises au pas de temps horaire. 17 crues ont été identifiées. Les modèles utilisés sont le modèle GR4 et un modèle SCS couplé à une onde cinématique Cinékar. Les résultats sont les suivants : le modèle GR4 ne parvient pas à reconstituer de manière appropriée à la fois les débits de crue et les étiages (problème d'ajustement du réservoir). Les résultats avec Cinékar, malgré une prise en compte spécifique des crues (modèle événementiel) et un ajustement des niveaux du réservoir à l'aide d'un indice d'antériorité de la pluie, ne permet pas de bien reproduire les volumes de crues et les pics (sous-estimation). Le problème de la représentativité de la pluie ponctuelle est soulevé.

Jenni (2001) Ce travail de DEA concerne également la prévision des crues sur les bassins du Lignon au Chambon sur Lignon, de la Gazeille à Besseyre et de la Loire à Bas-en-Basset. Les données sont également celles de Grelat (2002) mais sont restreintes à la période 1995-1999 et conservées au pas de temps de 2 heures. Les modèles utilisés sont les versions globales et continues des modèles Topmodel, IHACRES et HBV, transformées par Perrin (2000) et le modèle GR4. La technique de mise à jour utilisée est celle de Yang & Michel (2000). Les performances en simulation [1] sur l'ensemble de la chronique montrent qu'une « optimisation [2] » du calcul de la lame d'eau de bassin permet d'améliorer de façon notable les résultats. Les meilleurs critères de Nash obtenus (sur le meilleur des modèles et avec la meilleure pluie de bassin) sont de l'ordre de 66% à Besseyre, 69% au Chambon-sur-Lignon et 59% à Bas-en-Basset. En ce qui

1. *i.e.* pas en prévision

2. Plusieurs combinaisons de pluviomètres avec des poids différents ont été testées aboutissant aux résultats suivants : sur le bassin de la Gazeille deux stations suffisent (Monastier (poids 1) et Issarlès (poids 0.4)), alors que les stations de Machabert et Ste eulalie peuvent être supprimées ; sur le bassin du Lignon, les pluviographes utilisés sont Monastier, Machabert et Issarlès, alors qu'il semble être intéressant d'affecter un poids 0.5 au poste de Fay sur Lignon pourtant situé au milieu du bassin (!)

concerne la prévision, les épisodes de crues sont définis comme l'ensemble des instants où le débit dépasse un seuil égal à 4 fois le débit moyen. Un critère de persistance est utilisé, ainsi qu'un critère permettant d'évaluer l'intérêt des mises à jour (et donc à travers cela les performances du modèle sans mise à jour). Les meilleurs critères de persistance (et d'intérêt de la mise à jour) obtenus, sur l'ensemble des débits supérieurs à 4 fois le débit moyen et avec TOPM et GR4J, sont les suivants : en pluie future connue, à un pas de temps (2h), à Besseyre 40% (50%), au Chambon sur Lignon 50% (47%), à Bas-en-Basset 71% (92%) ; en pluie future nulle, à Besseyre -110% (30%), au Chambon -28% (34%). Sur les bassins de la Gazeille et du Lignon, le reproduction des événements de crue (mi-novembre 1996, fin novembre 1996, janvier 1997) en simulation et en prévision a été un échec, alors qu'à Bas-en-Basset, cela semble mieux fonctionner [1]. Dans les conclusions, un pas de temps de travail plus fin que le pas de temps bi-horaire est recommandé pour pouvoir prendre en compte les temps de réaction courts des bassins ; la question du rôle de l'information pluviométrique est également soulevée.

Hydratec *et al.* (2001) Il s'agit d'un rapport commandé par l'EPLoire sur la gestion des risques hydrologiques et la restauration environnementale du haut bassin de la Loire. Le premier quart de cette étude est notamment consacré à décrire l'hydrologie de la Loire amont : les spécificités, les étiages, les crues.

Grelat (2002) Ce document est un mémoire de thèse de doctorat construit en quatre parties. La première partie présentes les données et les modèles utilisés, ainsi que les bassins d'étude. Tous les bassins en amont de Bas-en-Basset sont rapidement présentés même si l'étude porte essentiellement sur le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon. De même, les données sont disponibles sur la période 1977–1999 mais seules les crues de 1995 à 1999 sont réellement utilisées en modélisation. La deuxième partie est une étude de sensibilité du modèle à base physique Mike SHE. La troisième partie compare les approches distibuées (Mike SHE) et semi-distribuées (Trahcod) et montre l'intérêt de l'approche distribuée. Enfin, la dernière partie, reprend l'ensemble des conclusions. Ce travail de doctorat est complété par un retour d'expérience sur la formation des crues sur les hauts bassins de la Loire (Grelat, 2004) qui en reprend les principaux résultats de manière synthétique et simplifiée.

Valdes (2002) Ce travail de DEA concerne la transposition du modèle MIKE SHE calé par Grelat (2002) sur le Lignon, au bassin de la Gazeille, considéré comme non jaugé. Les données utilisées sont celles de Grelat (2002) pour 18 crues de 1992 à 1998. Les critères de Nash obtenus à l'aide du modèle MIKE SHE sur les crues du Lignon en calage vont de 0.34 (mai 1998) à 0.9 (janvier 1996). En transposition sur la Gazeille, les résultats obtenus en critère de Nash sur les crues vont de -2.95 (septembre 1992) à 0 (octobre 1994). Il est noté que le pluviomètre du Monastier n'est pas représentatif de la pluie moyenne de bassin. Un travail important sur une optimisation empirique de pluie moyenne ou spatialisée est réalisé, en utilisant parfois les données radar. La conclusion est que *« une bonne connaissance de la pluviométrie du bassin permet d'obtenir des résultats corrects en transposition »*, notamment sur des bassins aussi proches et dont la géologie est similaire que ceux du Lignon et de la Gazeille.

Yonnet (2003) Ce rapport de stage d'école d'ingénieur présente un retour d'expérience sur la crue de fin novembre 2002 à l'amont du barrage de Villerest. Les données de pluies sont présentées, analysées, durant cet événement, ainsi qu'au cours des mois précédents. Le fonctionnement du système d'acquisition en temps réel est vérifié. Les données de débits sont analysées, avant l'événement, puis au cours sur différents bassins versants (dont ceux de Goudet, de Besseyre, de Chadrac, de Chambon et de Bas-en-Basset). Enfin, le rôle des ouvrages est étudié.

RIO2 (2004) Ce rapport d'un programme financé par le ministère de l'environnement traite de la prévision des crues de la Loire amont à partir de modèle pluie-débit globaux et de réseaux de neurones. Parmi les 13 bassins d'étude, seuls 3 correspondent à ceux étudiés dans le présent manuscrit : la Borne à Espaly Saint-Marcel, la Loire à Goudet et la Loire à Bas-en-Basset. Les données utilisées sont celles du réseaux de pluviographes de Météo-France et les données de la banque HYDRO. Toutes les simulations et prévisions ont été réalisées au pas de temps journalier. Différents types de techniques de mises à jour sont utilisées (sur les entrées, sur les variables internes, sur les paramètres du modèle, sur les sorties). Les délais de prévisions maximum identifiés par bassin sont les suivants : 6 h pour la Borne à Espaly, 4 h pour la Loire à Goudet, 10 h pour la Loire à Bas-en-Basset. Un chapitre est consacré à l'évaluation de la sensibilité des méthodes de prévisions à la qualité de l'information pluviométrique. Un autre chapitre est consacré à des combinaisons multi-modèles pour la prévision des crues. Ce travail a permis de proposer une nouvelle méthode de mise à jour à assimilation directe du débit précédent qui permet de contrôler la hauteur du réservoir de routage de GR. Cette assimilation directe fait logiquement progresser les résultats, en tout cas sur les bassins testés. L'approche multi-modèle n'a permis qu'un calcul d'incertitudes. En ce qui concerne la sensibilité à l'information pluviographique,

1. Il est possible de voir là, un effet du choix des critères. Un temps de concentration plus élevé, une dynamique plus lente facilitent la simulation/prévision des débits

un nombre minimal de pluviomètres a été défini pour la Loire à Bas-en-Basset : 15 pluviomètres pour un pas de temps journalier de modélisation.

Anctil *et al.* (2006) Ceci est une étude portant sur l'optimisation du calcul de la pluie de bassin pour les prévisions pluie-débit à Bas-en-Basset. Ce bassin a été choisi comme exemple de bassin dont la variabilité spatiale de la pluie peut mettre en défaut les modèles pluie-débit. Il s'agit d'une étude empirique, par essais-erreurs pour laquelle des lames d'eau sont calculées à partir de combinaisons de pluviomètres parmi un total de 23 disponibles. Le modèle pluie-débit utilisé est un réseau de neurones artificiels et le critère d'évaluation, les sorties du modèle hydrologique. Les données utilisées sont des donnnées journalières de 1980 à 1993. Il semble que la meilleure combinaison soit une pluie moyenne calculée à partir de 12 pluviomètres parmi les 23 possibles.

Didier (2006) Ce document est un rapport de stage ingénieur. Le travail présenté fait partie d'un schéma directeur d'aménagement pour la prévention des inondations dans la vallée de la Haute Loire. Ce travail rapporte les différentes étapes de la création d'un outil d'aide à la décision pour l'écrêtement des crues sur ces bassins : étude des données observées passées, extrapolation selon les lois des grands nombres (crue de période de retour 5000 ans), optimisation d'un réseau de 60 petites retenues.

Synthèse de ces travaux sur la Loire supérieure

Un fil rouge transparaît dans cette revue : le problème de l'étude des crues et de leur prévision a semblé permanent au fil des ans, avec un renforcement ces dernières années [1]. Cette revue confirme, s'il le fallait, l'intérêt crucial de l'analyse des phénomènes de crues sur ces bassins (Gasowski *et al.*, 1999), et, puisque l'on s'en sent de plus en plus capable, de leur prévision ou anticipation.

En ce qui concerne les données, plusieurs travaux se basent sur les informations ou jeux de données de travaux précédents, c'est le cas notamment de Rouchon (1910) à partir des travaux de Jollois (1881), des travaux de Brun (2001); Jenni (2001); Valdes (2002) à partir des données de Grelat (2002) et de Anctil *et al.* (2006) à partir des données de RIO2 (2004). Plusieurs études soulignent les difficultés liées à l'information pluviométrique à pas de temps fin (infra-journalier).

1. et la lecture de Rouchon (1910) confirmera que ce problème des orages et crues violentes dans cette région n'est pas du tout récent, ni même le fait de mettre en cause l'influence anthropique comme élément favorisant ce type de situation.

A.2 Les bassins de la zone d'étude

A.2.1 Présentation générale des bassins

A.2.1.1 La géométrie des bassins

L'indice de compacité des bassins L'indice de compacité de Gravelius est le rapport du périmètre d'une forme géométrique, au périmètre du cercle ayant la même surface.

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\Pi \cdot A}} \tag{A.1}$$

où K est l'indice de compacité du bassin; P son périmètre et A sa superficie.

Cet indice permet de traduire la forme plus ou moins ramassée d'un bassin afin de rendre compte de la topologie du réseau de drainage et ainsi d'évaluer les temps de transfert et formes des hydrogrammes (l'hydrogramme d'un bassin très allongé risque d'être très différent de celui d'un bassin semi-circulaire). Cet indice est donc relativement intéressant, cependant il possède quelques limites. La première limite concerne son calcul : si le calcul de la superficie d'un bassin est stable, quelle que soit la méthode utilisée, ce n'est pas le cas de l'évaluation du périmètre qui dépend largement de la résolution du tracé du périmètre (exemple de la côte fractale bretonne) (Bendjoudi & Hubert, 2002) : il est donc nécessaire d'associer au calcul du périmètre soit la résolution utilisée, soit un paramètre de forme. Une alternative possible (mais non équivalente) à l'indice de compacité de Gravelius pourrait être de faire le rapport des surfaces des cercles inscrit et circonscrit au bassin, ce qui, dans le cas de bassin versant pourrait traduire une forme plus ou moins allongée (ou une addition de formes allongées) [1]. La seconde difficulté est celle rencontrée ci-dessous pour le cas de la Loire à Chadrac : lorsque le bassin est composé de sous-bassins dont le comportement n'est pas homogène, l'indice de compacité ne fournit qu'une idée approximative des caractéristiques des bassins versants ne permettant pas de déduire correctement des temps de montée.

Cours d'eau	Exutoire	Périmètre (en km)	Surface (en km^2)	K
Loire	Rieutord	35	62	1.27
Tauron	Cros	21	20	1.31
Gazeille	Besseyre	35	51	1.37
Loire	Goudet	106	432	1.44
Borne	Espaly	111	375	1.61
Lignon	Loire	163	712	1.73
Ance	Loire	143	545	1.73
Dunière	Vaubarlet	93	228	1.73
Gazeille	Loire	62	102	1.74
Lignon	Chambon	74	139	1.77
Gagne	Pandraux	66	107	1.80
Loire	Bas	372	3234	1.84
Loire	Chadrac	248	1310	1.93
Arzon	Loire	97	178	2.05

TAB. A.1 – *Indice de compacité des différents bassins. Pour fixer les idées, une valeur de 1 correspond à une surface complètement circulaire; une valeur de 1.12 à un carré; une valeur de 1.19 à un rectangle dont le rapport des grands et petits côtés est 2; une valeur de 1.51 pour un rapport de 5; une valeur de 1.96 pour un rapport de 10; 2.65 pour un rapport de 20.*

En ce qui concerne les bassins de la Loire supérieure (TAB.A.1), il est possible de noter qu'une grande majorité des bassins ont un indice de compacité de même ordre de grandeur (autour de 1.7-1.8). Cependant, les petits bassins amont (la Tauron, la Gazeille à Besseyre, la Loire à Rieutord et à Goudet) présentent la caractéristique intéressante d'avoir une forme plus ramassée et des valeurs d'indice de compacité inférieures à 1.5 ce qui va favoriser des temps de montée plus courts (les temps de montée et les indices de compacités vont être mis en relation plus tard). D'après l'indice de compacité, le bassin de la Loire à Chadrac est bien allongé, cependant cette surface est composée en réalité de deux sous-bassins (celui de la Borne et celui de la Loire) aux comportements bien différenciés. On a donc affaire comme cela a été vu ci-dessus, à un cas où l'indice de compacité ne permet pas forcément de bien évaluer les caractéristiques

1. L'allongement de Caquot $E/\sqrt{A}$ où A est l'aire du bassin et E le plus long parcours entre la périphérie et l'exutoire, transforme la difficulté de l'évaluation du périmètre en celle de l'évaluation du plus long parcours de l'eau

du bassin. Enfin, le bassin de l'Arzon à un indice de compacité élevé, traduisant une forme très allongée qui est assez clairement visible sur une carte.

Les pentes des bassins Les pentes des bassins sont représentées sur la figure FIG.A.1. Il est possible d'observer les fortes pentes du terrain à proximité des cours d'eau (gorges) et les fortes pentes des cours d'eau dans les parties les plus amont. Le plateau du Velay occidental apparaît bien également.

A.2.1.2 La géologie des bassins

La formation géologique L'histoire de la formation de ce site est assez complexe (FIG.A.2), plusieurs remaniements géologiques ayant eu lieu. A la fin de l'ère primaire, la Loire coule essentiellement sur le socle ancien (300 à 280 millions d'années (Ma)) formé lors de l'orogénèse hercynienne [1] à partir de la fusion de roches métamorphiques suivi d'un lent refroidissement en profondeur et dont le matériau constitutif est le granite du Velay. Ce socle correspond à la zone profonde de la chaîne de montagnes qui s'est formée à travers l'Europe entre 400 et 300 Ma, au Dévonien et au Carbonifère. Nommée « chaîne varisque », elle résulte de la collision de deux plaques continentales. Ce dôme granito-migmatique du Velay (ou Massif du Velay) constitue aujourd'hui un gigantesque complexe granitique de 6 000 à 7 000 km^2, renfermant quelques vastes plateaux et de nombreuses enclaves d'âge plus ancien (vers 500-400 Ma). A l'ère tertiaire, le plissement alpin a provoqué des poussées tangentielles Est-Ouest, comprimant ainsi le socle du Massif Central et causant de multiples fractures, généralement orientées Nord-Nord-Ouest/Sud-Sud-Est. Quand ces mouvements de compression ont cessé, les fractures se sont ouvertes, le socle s'est alors segmenté en caissons, certains éléments remontant (les horsts), d'autres descendant (les grabbens). Lors de la reprise de l'érosion à l'Oligocène (-35 Ma), les produits d'altération granitiques du socle ancien vont s'accumuler au fond des dépressions sous forme de sédiments et de dépôts d'argile. De plus, les fractures du socle, consécutives au plissement alpin permettent des remontées de magma ainsi que plusieurs phases d'éruptions volcaniques (*cf.* FIG.A.5 page 304). La première phase est celle du Mézenc dont l'activité volcanique a duré près de 5 millions d'années (de -11 à -6 Ma) générant d'épaisses coulées de roches basaltiques noires et donnant naissance à l'énorme masse de phonolithes (lauzes) présente sur place, cette phase est suivie par une érosion des reliefs surélevés (-2.5 à -2 Ma). La deuxième phase volcanique, celle du Devès, entraîne la formation de coulées basaltiques de plateaux (-2 à -1 Ma) et de vallées récentes (-300 000 ans). C'est sur ce bâti (socle granitique, argile, basalte) que la Loire a creusé son lit, entamant la série jusqu'au granite. Des formations récentes (éboulis de versants, dépôts fluviatiles) complètent ces structures.

Figures supplémentaires La géologie de cette région a en partie été présentée en 2.1.2 page 26. Pour compléter cette description générale, nous avons ici rapporté quelques figures issues de la littérature qui permettent de mieux situer les particularités de cette zone.

La figure FIG.A.7 permet de visualiser le découpage pour les cartes géologiques au 1/50 000 pour cette région. Les cartes qui concernent notre zone d'étude sont celles de Burzet, Langogne, Le Monastier [2], Cayres, Yssingeaux, Le Puy, Monistrol, Craponne qui recouvrent directement le bassin de la Loire à Bas-en-Basset, et également les cartes de Ambert et de Arlanc pour le bassin de l'Ance du Nord. Nous nous sommes basés sur ces cartes géologiques pour décrire la géologie des bassins.

A.2.1.3 Description du paysage par grandes entités

Le sud de cette région est constitué par les Monts du **Vivarais**. Une chaine de volcans à laves basaltiques, dont l'activité est récente (-100 000 et 25 000 ans), s'incrivent en continuité depuis le « haut plateau » du bassin de la Loire (lac d'Issarlès, ...) jusqu'à la basse vallée ardéchoise. Le type de volcan résulte de la présence ou non d'eaux dans le sous-sol (nappe phréatique ou cours d'eau souterrain) lors de sa formation produisant le cas échéant un maar ou un cône strombolien.

Situé entre le Puy en Velay et la vallée du Rhône, le **Velay oriental** culmine au Mont Mézenc à 1754 m. Il s'agit d'un plateau basaltique (22 km de long sur 16 km de large) synchrone de l'émission de dômes phonolitiques (suc de Sara, rocher des Pradoux, dôme du Mézenc, suc de Montfol, Mont Gerbier des Joncs). Il déborde vers le sud-est sur le socle cristallin et sur la couverture mésozoïque ardéchoise. De grands massifs phonolitiques (Meygal, Lizieux,...) disposés en chaîne sur 55 kilomètres présentant plus de 180 points de sorties de laves phonolithiques dont certaines sont parfois épaisses (par exemple au nord du Pic du Lizieux). Ces massifs dominent le plateau granitique et séparent les vallées de la Loire et du Lignon. Ils s'étendent des Estables au nord-ouest de Fay sur Lignon. Deux zones d'effondrement sont présentes : au nord-ouest, le bassin de l'Emblavès dont le comblement laguno-lacustre est plus ancien (15-10 Ma) et,

1. Le Massif Central français présente la plus large zone d'affleurements du socle hercynien en France.
2. Non disponible.

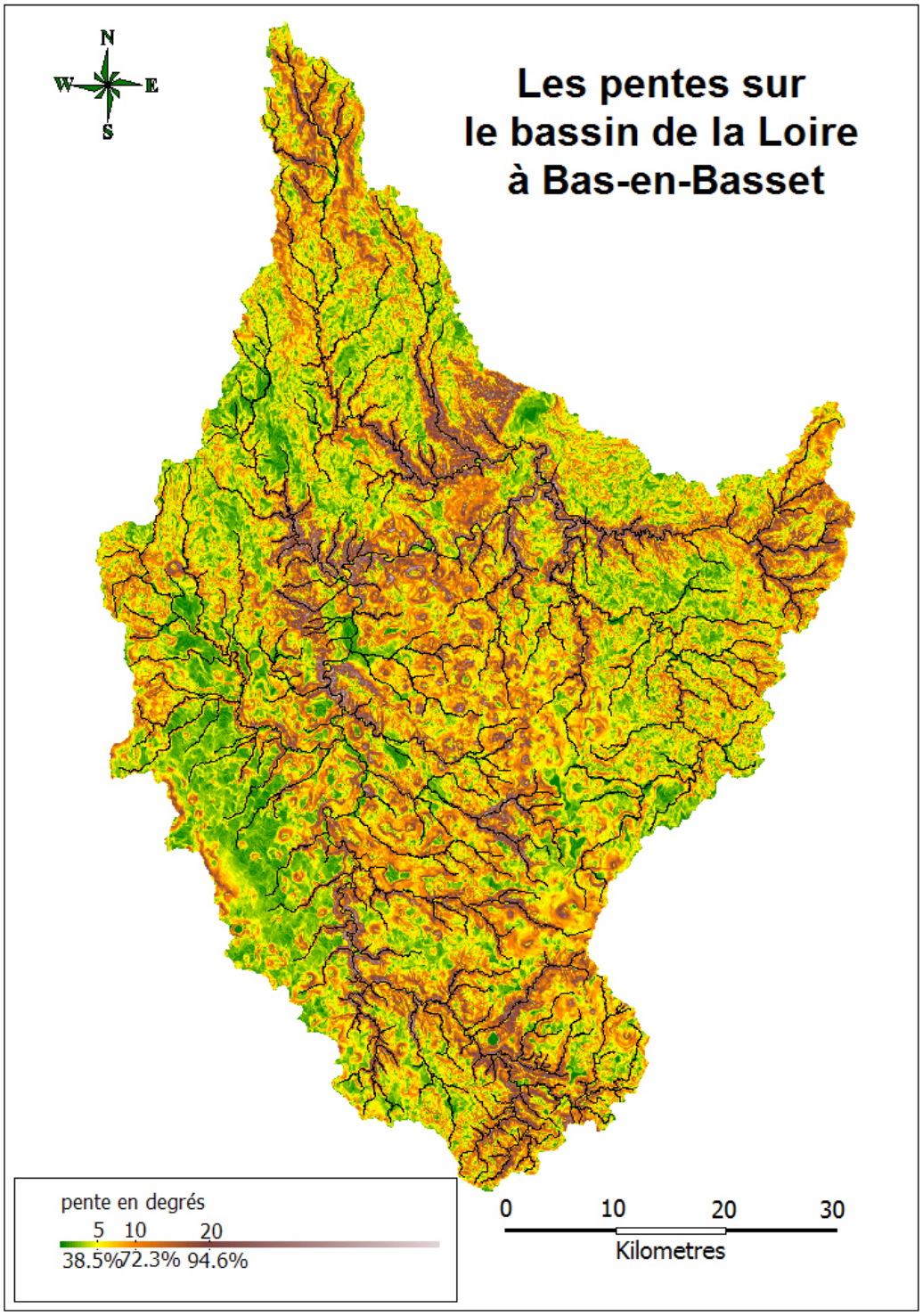


FIG. A.1 – *Les pentes sur le bassin de la Loire supérieure. Est indiqué en dessous de la légende, le pourcentage de superficie dont la pente est inférieure à un certain seuil en degrés (d'après Yonnet (2003)).*

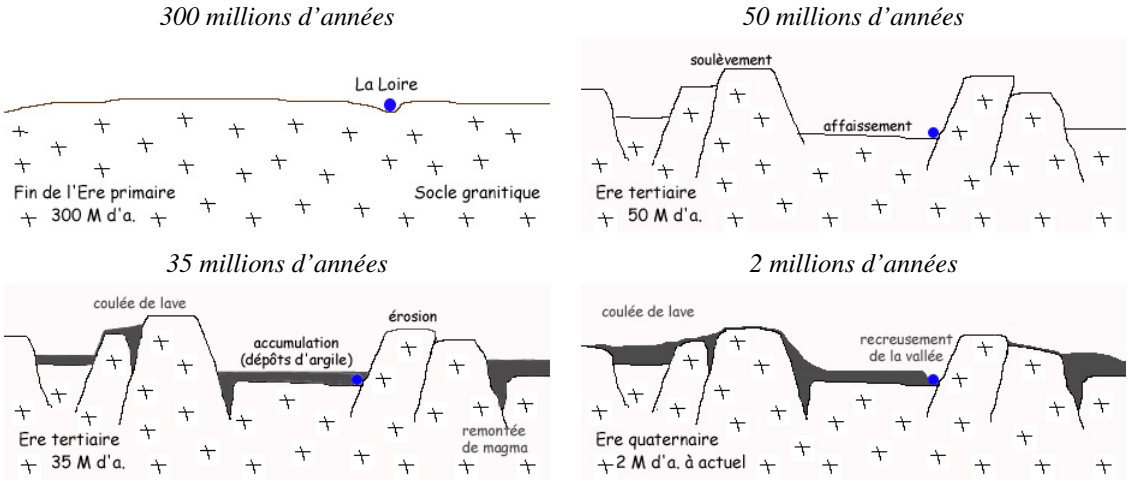


FIG. A.2 – *Formation géologique du bassin de la Loire Supérieure (schémas d'après www.hautevalleedelaloire.com).*

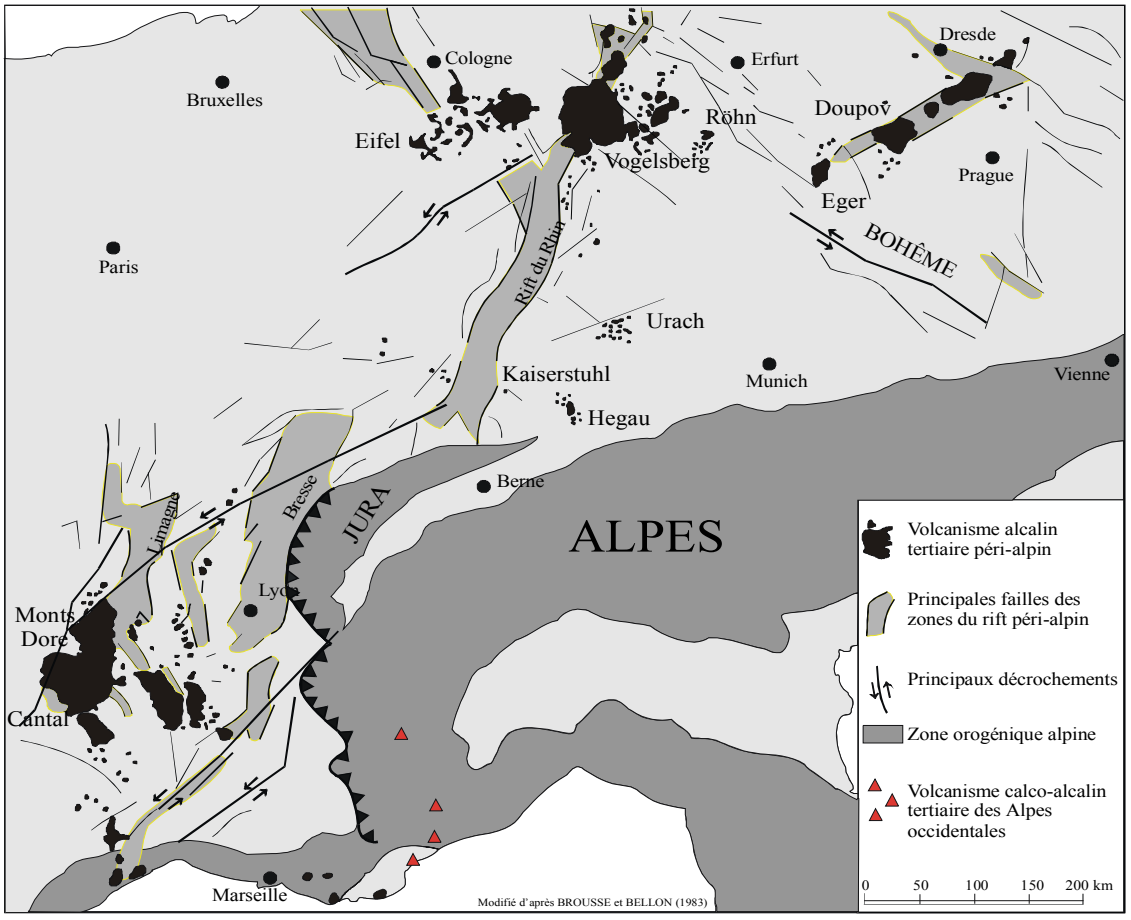


FIG. A.3 – *Principales provinces volcaniques cénozoïques d'Europe de l'Ouest formées pendant l'orogénèse alpine (carte issue de Nehlig* et al. *(2003)).*

au sud-est, le graben des Boutières comblé lors des dernières éruptions phonolithiques (8-6 Ma). L'érosion fait apparaître un peu partout une morphologie en sucs. Le plateau volcanique est occupé par des landes et pelouses d'altitude habituellement rencontrées dans des zones humides, des tourbières à sphaignes, des éboulis phonolitiques et des parois rocheuses. Cette partie du bassin est très boisée.

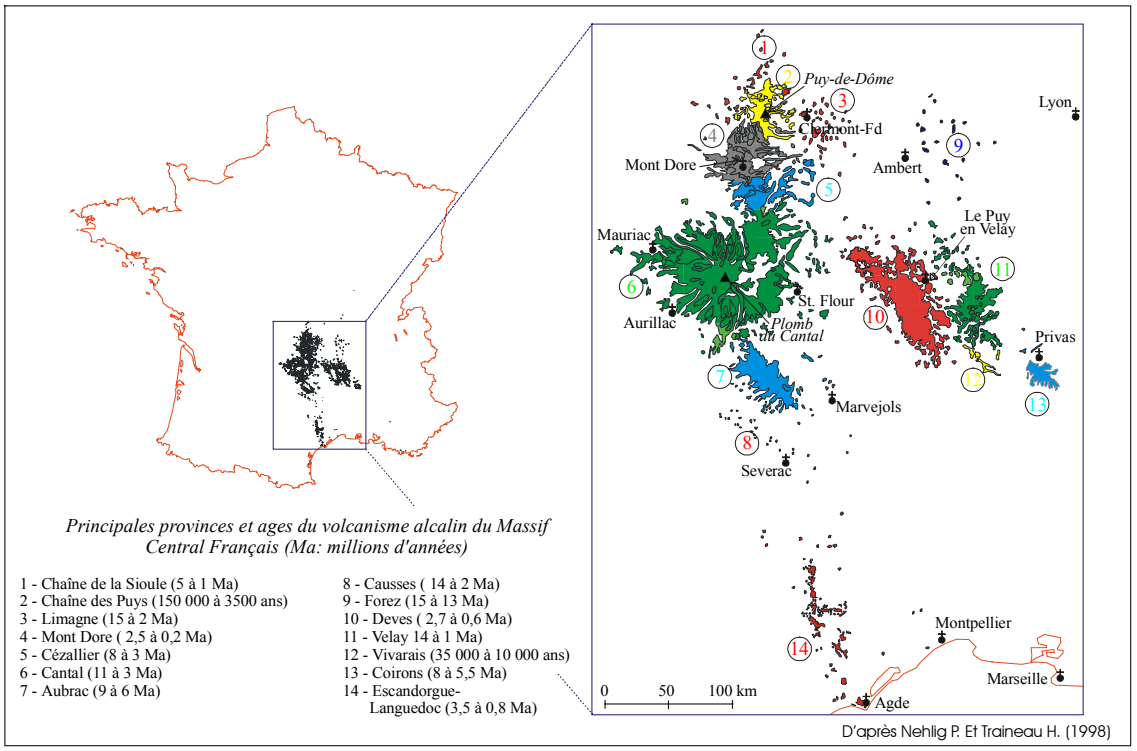


FIG. A.4 – *Cartes des principales provinces volcaniques du Massif Central (carte issue de Nehlig* et al. *(2003)). Les provinces qui concernent les bassins de la Loire en amont de Bas-en-Basset sont les provinces du Devès (2.7 à 0.6 Ma, en rouge), du Velay (14 à 1 Ma, en vert), du Vivarais (35 000 à 10 000 ans, en jaune) et, dans une moindre mesure, celle du Forez (15 à 13 Ma, en bleu foncé).*

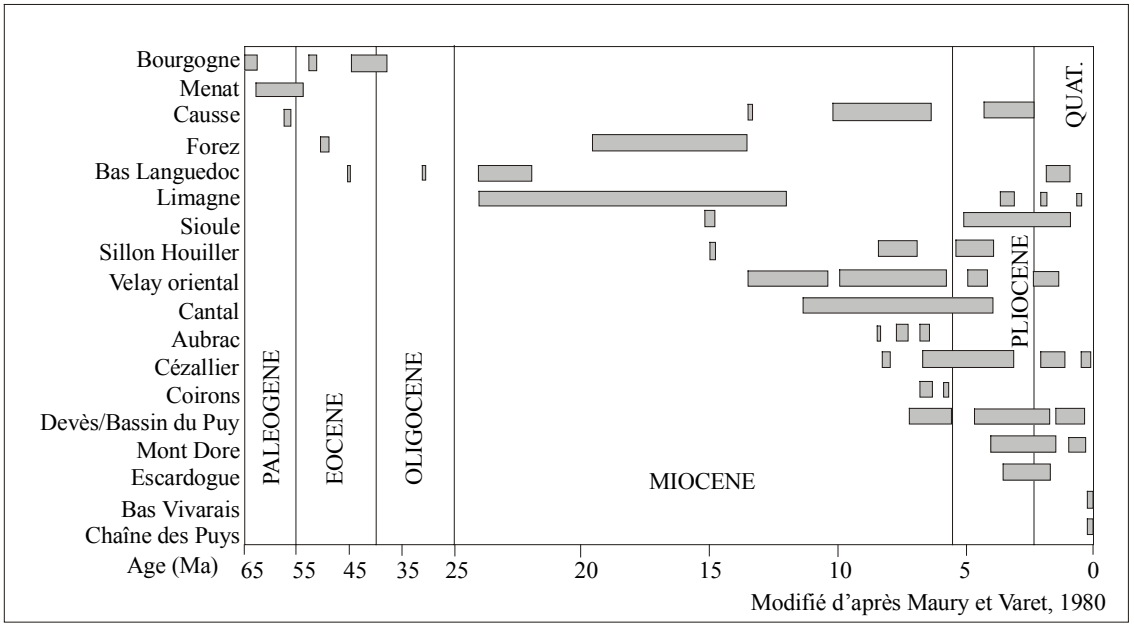


FIG. A.5 – *Âges des principaux ensembles volcaniques du Massif Central (schéma issu de Nehlig* et al. *(2003)). Les ensembles qui nous concernent sont ceux du Forez, du Velay oriental, du Devès/Bassin du Puy et celui du Bas Vivarais.*

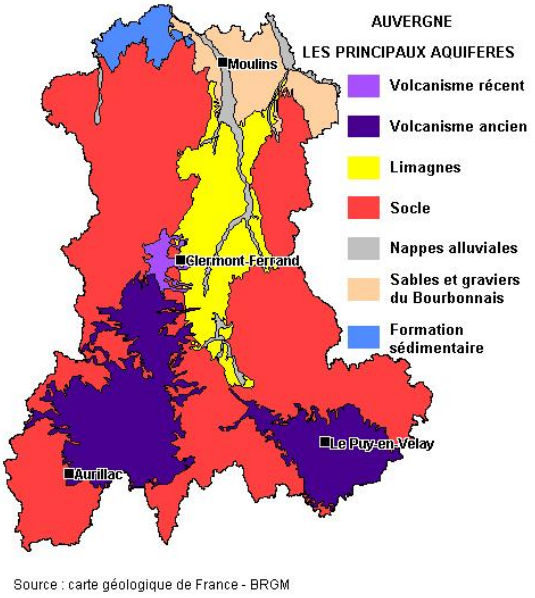


FIG. A.6 – *Carte des aquifères de l'Auvergne.*

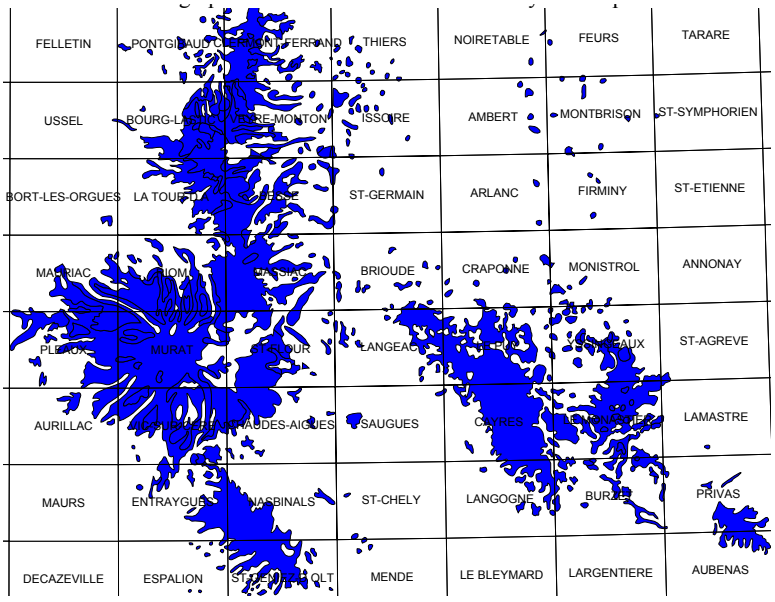


FIG. A.7 – *Découpage des cartes géologiques de cette région (figure issue de Nehlig* et al. *(2003)) Et principaux ensembles volcaniques de cette région.*

Le **bassin du Puy** est une dépression sédimentaire marquée. Il est possible d'y observer la présence de necks (Aiguille St Michel, Corneille) et d'ensembles tabulaires (Cheyrac, Polignac, Bilhac) ayant été produits par des explosions phréatiques superficielles. Le comblement sédimentaire du graben du Puy-en-Velay est composé de deux séquences bien différentes : une première, ancienne, gréseuse puis marno-calcaire ; une seconde, fluvio-lacustre, plus récente formée lors des éruptions basaltiques du Devès.

Situé à l'ouest du Velay, le **Devès** est le plus vaste plateau basaltique du Massif Central s'étendant sur 80 km de long du nord-nord-ouest au sud-sud-est et sur 15 km de large entre les vallées de l'Allier et la Loire. Il culmine au Mont Devès à 1421 m. Ce plateau est parsemé – selon les sources – de 150 à 230 cônes de scories stromboliens [1]. Les laves sont des basaltes très faiblement évolués géochimiquement. Ce plateau recouvre soit le socle granito-gneissique, soit, sur sa

1. Ceux d'origine phréatomagmatique de type maars conservent leur forme originelle (La Sauvetat (800 m de diamètre, 70 m de profondeur), Landos, Marais de Limagne, Lac du Bouchet), alors que d'autres conservent leurs cratères (Mont Bar).

marge nord-est, le comblement sédimentaire du graben du Puy-en-Velay. L'étalement des coulées formant le plateau masque la structuration du substratum. D'après les différentes datations, il semble que les paroxismes éruptifs aient eu lieu de 2 à 1 Ma.

Les **monts du Forez**, au nord, constituent une chaîne d'environ 40 km séparant plusieurs vallées (Allier, Loire). Le **Livradois**, au nord-ouest, est composé d'une succession de plateaux cristallins dépassant souvent 1 200 m. A peu près à cette altitude, les hêtraies laissent place aux pâturages.

A.2.2 Sur l'origine météorologique des principaux événements de crues

A.2.2.1 A partir de la situation atmosphérique

Classiquement des classifications par type de temps sont proposées dans la littérature, selon la région d'étude. Nous avons rapporté ici deux classifications : la première permet de visualiser, sur des images de champs de pression (FIG.A.8), à quoi correspondent les différentes situations ; la seconde décrit un peu plus précisément les différentes situations et en donne les conséquences en terme de flux.

La classification de Paquet *et al.* (2006) Cette classification (*cf.* FIG.A.8) s'appuie sur l'identification des formes des géopotentiels à 700 et 1000 hPa.

> *« Les classes 1 et 2 correspondant à des régimes d'Ouest, les journées de la classe 1 présentent un caractère* « ondulant » *marqué, les journées de la classe 2 étant plus stationnaires (peu de différence entre le champ du jour j et du jour j+1). Les classes 3, 4 et 5 correspondent respectivement à des régimes de Sud-Ouest, Sud et Nord-Est. La classe 4 correspond ainsi aux situations de débordements frontaliers sur le haut bassin de l'Ariège dans les Pyrénnées. La classe 6 est une classe particulièrement intéressante du point de vue du risque pluviométrique puisqu'il s'agit de la classe qui contient les épisodes dits de* « retours d'Est ». *il en va de même de la classe 7 qui, elle, contient la majorité des épisodes dits* « cévenols » *(une autre partie pouvant appartenir à la classe 4, la circulation de sud de la classe 7 étant plus décalée vers la Méditerranée). La classe 8, enfin, correspond aux journées dites anticycloniques. »* (Paquet *et al.*, 2006)

La classification par type de temps de Thillet (1997); Bontron (2004)

1. **Régime d'Ouest** : zone de haute pression (anticyclone) sur les Açores avec une dorsale vers l'Europe de l'Ouest, basses pressions sur l'Océan Atlantique (16 juin 1993).
2. **Régime de Nord-Ouest** : anticyclone des Açores jusqu'en Islande, dépression au sud de la Scandinavie; => flux de nord ouest perturbé sur la France (13 mars 1994).
3. **Régime de Sud-Ouest** : dépression/thalweg sur les îles britanniques et dorsale du bassin méditerranéen à la Russie; => des perturbations abordent la France par le sud-ouest (5 octobre 1993).
4. **Retour d'Est** : creusement d'une dépression sur la Méditerranée occidentale le plus souvent créée par la scission d'un thalweg ayant amené de l'air polaire. Les masses d'air qui circulent autour de cette goutte froide sont généralement douces et instables. Elles se chargent fortement d'humidité au dessus de la Méditerranée avant d'aborder la France par l'est en étant susceptibles de provoquer des précipitations très intenses sur les reliefs proches des rivages méditerranéens (5 octobre 1992).
5. **Régime d'Est** : hautes pressions au dessus de la Russie => masses d'air continentales sèches et froides au dessus de la France (1er janvier 1993).
6. **Régime anti-cyclonique** : un anticyclone est centré au dessus de l'Europe de l'ouest. Beau temps et orages isolés notamment sur les reliefs (3 février 1993).

A.2.2.2 Distinction pour la classification des crues

Dans la littérature, plusieurs classifications des crues en fonctions des événements météorologiques qui les génèrent ont été identifiés. Pour le bassin de la Loire, la classification la plus classique consiste à séparer les cas d'influence méditerranéenne (l'exemple le plus souvent cité est celui de la crue de 1866 – mais également les crues de 1907, 1980, 1996), d'influence océanique (exemple de la crue de 1856) et d'influence mixte (exemple de la crue de 1846).

Grelat (2002) propose de détailler les crues d'origine méditerranéenne selon la direction des courants de pénétration (FIG.A.10) :

– pénétration de sud ouest : averses confuses, rares, générales et peu violentes => crues moyennes de la Loire en amont de Bas-en-Basset ;

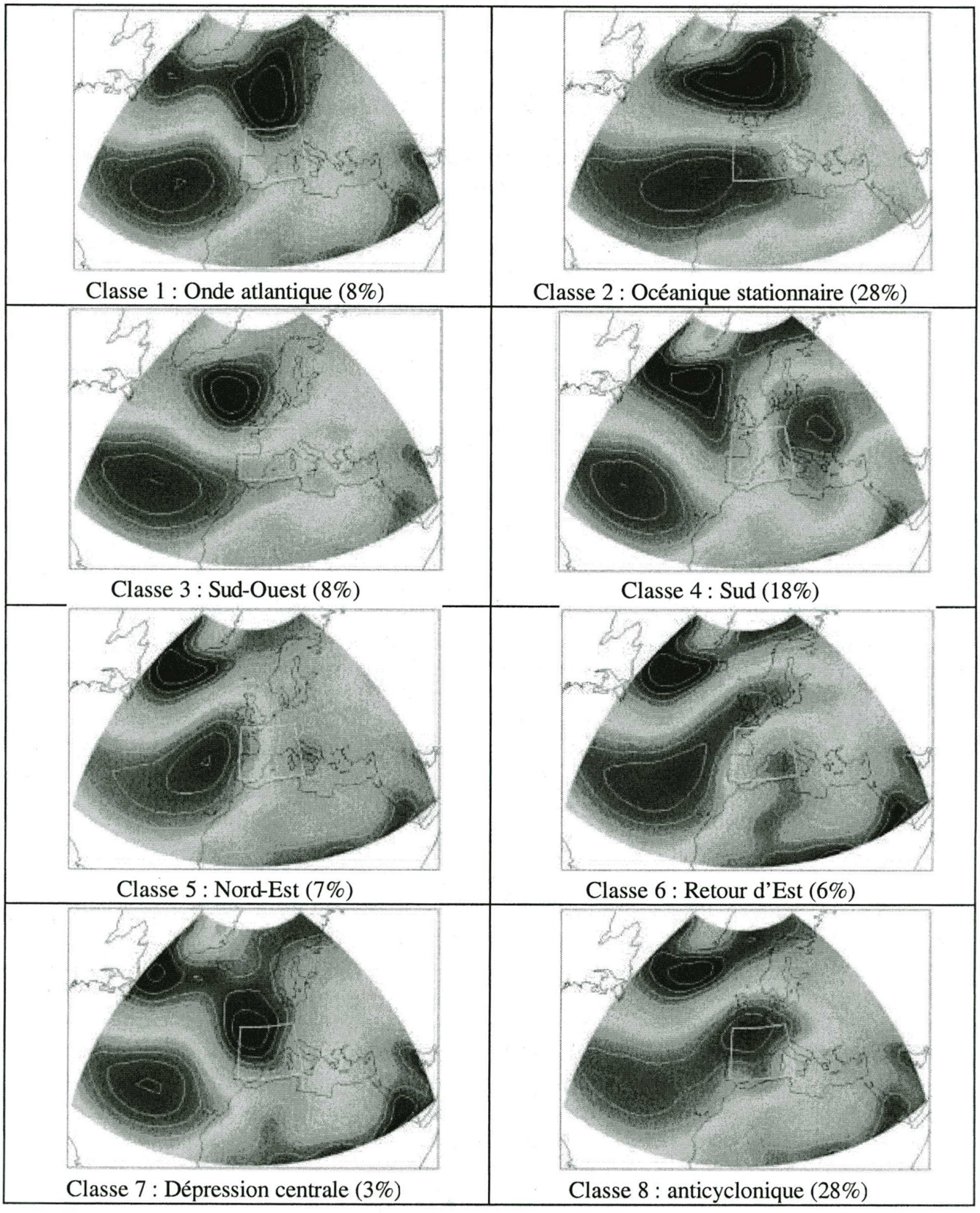


FIG. A.8 – *Classification par type de temps selon Paquet* et al. *(2006) : champs synoptiques à 1000 hPa.*

– pénétration de franc sud : averses très peu extensives engendrent des crues sporadiques mais parfois violentes ;
– pénétration de sud-est : génératrice des plus grandes crues.

Du point de vue hydrologique, les caractéristiques de ces crues méditerranéennes sont une ascension rapide et une décroissance presque aussi rapide des débits. Si les crues ne sont pas soutenues par des affluents à l'aval, elle s s'affaiblissent rapidement (cas des crues méditerranéennes *vs* les crues mixtes).

Habets *et al.* (2005) proposent de synthétiser les éléments favorables à des orages méditerranéens provoquant des crues violentes sous la forme d'un schéma (FIG.A.9), présentant les différents éléments les plus favorables pour générer des pluies intenses : une source d'air humide et chaud (la Méditerranée et les terres chaudes), une masse d'air froid en altitude, la présence de relief pour soulever des masses d'air chaude chargées en humidité. Ceci correspond à la situation de *« retour d'est »* décrite par Bontron (2004).

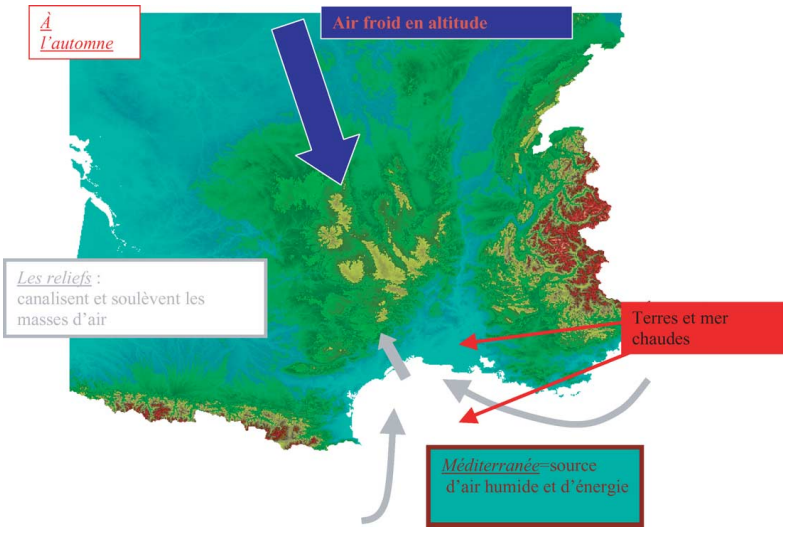


FIG. A.9 – *Configuration atmosphérique propice aux événements de pluies intenses sur les Cévennes (source : Habets* et al. *(2005)).*

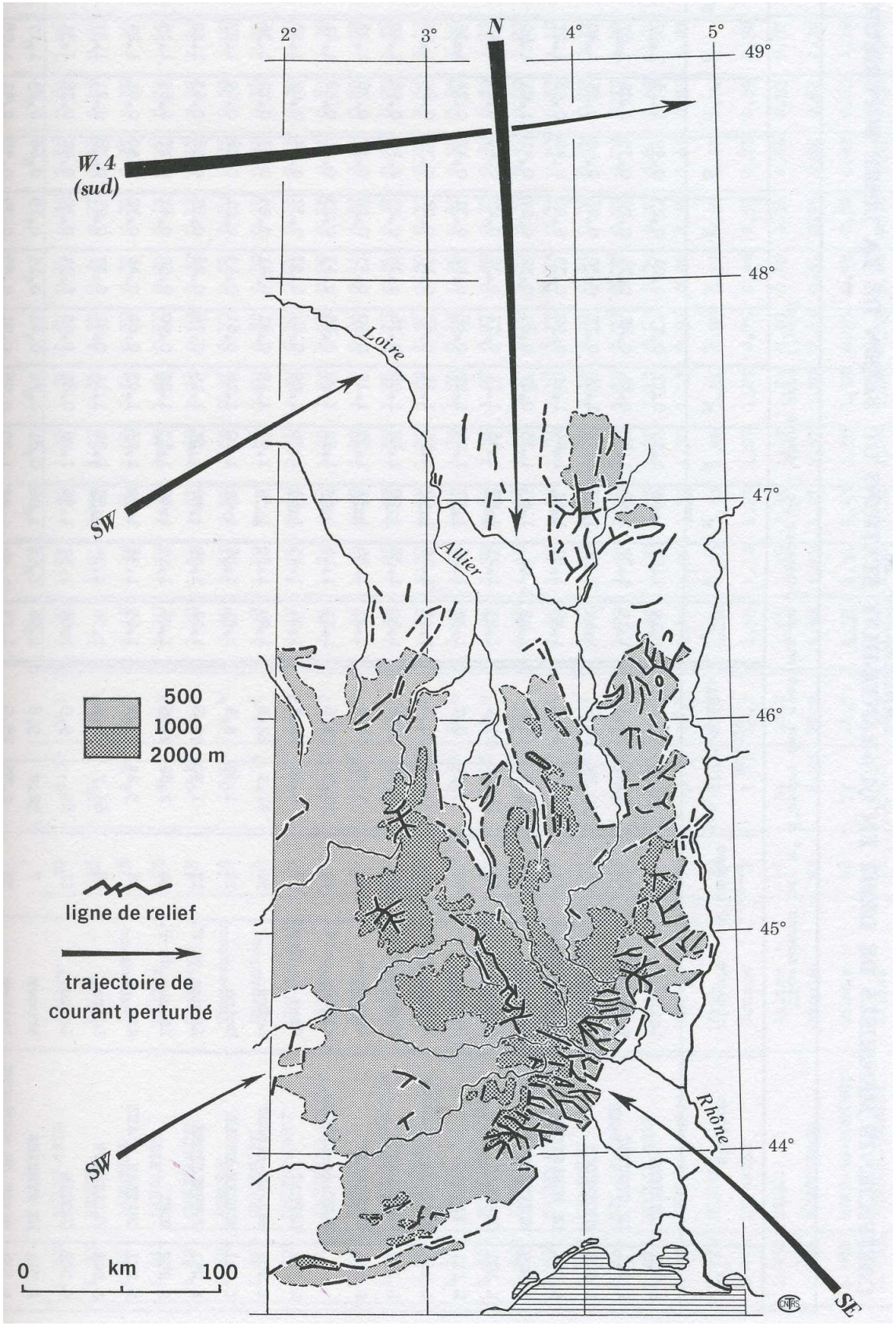


FIG. A.10 – *Carte des principales lignes de relief et des trajectoires les plus fréquentes des courants (vents) perturbés. (Dacharry, 1974).*

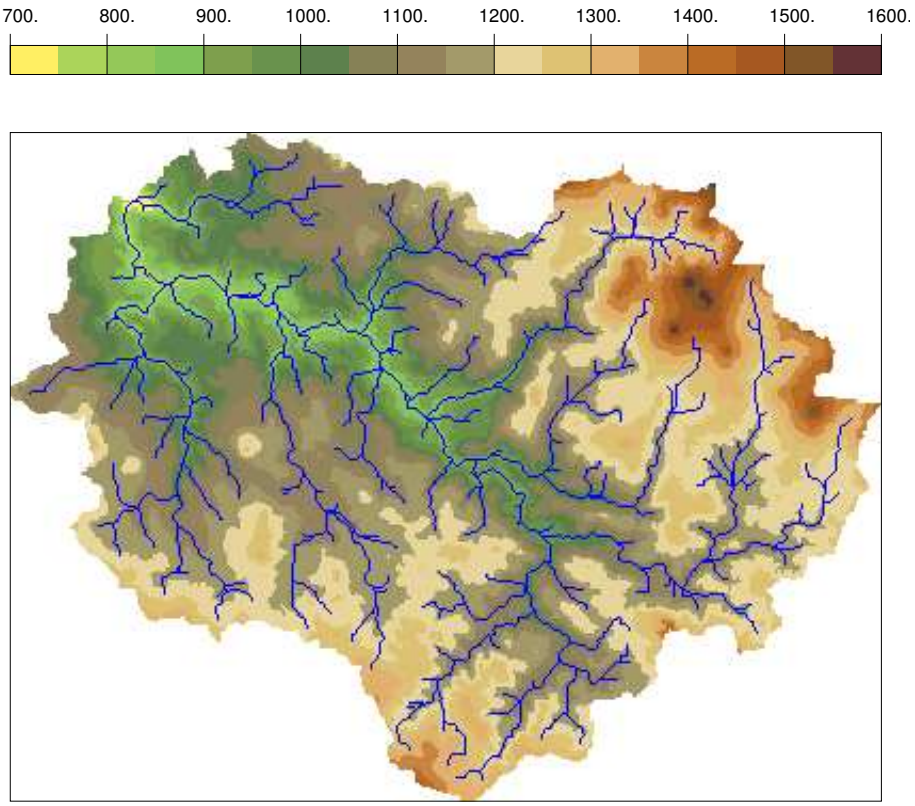


FIG. A.11 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Goudet (MNT 50m).*

A.2.3 Présentation bassin par bassin

A.2.3.1 La Loire à Goudet et ses petits affluents amont

La station de la Loire à Goudet (K0100020) est la première station importante sur la Loire. Le bassin de la Loire à Goudet (432 km^2) est située dans la retombée méridionnale du dôme migmatique du Velay qui passe sous les schistes des Cévennes un peu plus au sud. La Loire prend naissance sur de faibles pentes puis s'engouffre dans une vallée étroite et encaissée (Yonnet, 2003). Le bassin est ainsi caractérisé par des gradients topographiques importants ainsi que par un chevelu très dense et très ramifié. Grelat (2002) explique d'ailleurs que cette densité hydrographique rend *« impossible la prise en compte individuelle du comportement de chacune des branches contributives »*. Les principaux affluents de la Loire sont, sur cette partie du bassin, et de l'amont vers l'aval [1], le Vernasson et le ruisseau de Ceytasse (51 km^2 au Crouzet, RG, 1015 m, EDF) qui drainent tous le sud-est du bassin de la Loire à Goudet, le Tauron (20 km^2 à Cros de Géorand, RD, EDF) et le Gage (18 km^2 à Ranc de Piouche, RD, 1030 m, EDF), la Veyradère (26 km^2 à Chamberombaud, RD, 1013 m, EDF) qui prend sa source au sud des Estables et contourne le Suc de Taupernas par l'ouest tandis que la Loire est à l'est, l'Orcival et le ruisseau de l'Escondu (RD) à la hauteur d'Issarlès, le Nadalès (RG), la Langougnole (RG), la Méjeanne (RG) qui draine un important bassin au sud de la Loire, le ruisseau des Fouragettes (20 km^2 à Goudet, RG, 787 m) qui draine la partie située au sud-ouest du bassin, le ruisseau de l'Holme (20 km^2 à Goudet, RD, 776 m, confluence juste après la station hydrométrique sur la Loire) [2].

Du point de vue de l'utilisation des sols,le bassin est essentiellement constitué de forêts (feuillus et conifères) ou de milieux semi-naturels. Il est en effet possible de noter sur la figure FIG.A.12, la part importante des forêts sur ce bassin, les zones cultivées se situant essentiellement à l'amont, au sud du Mont Gerbier des Joncs et à l'aval, sur la partie sud du plateau du Devès. Les zones urbanisées se situent essentiellement autour du Lac d'Issarlès et de la station de ski du Béage qui présentent un intérêt touristique important, et également à Pradelles et à Courcouron. Le lit de matériaux est très mobile sur le haut du bassin.

Bien que le type d'utilisation des sols soit peu influencé, ce n'est pas le cas du régime des cours d'eau. En effet, le régime des cours d'eau est fortement influencé par le complexe de Montpezat qui contrôle plus de la moitié du bassin

1. RG : rive gauche ; RD :rive droite

2. Il est également possible de signaler que le débit de la Loire est ou a été mesuré aux stations suivantes : à Rieutord (1012 m ; 62 km^2), à Pont de la Borie (880 m ; 229 km km^2), à Arlempdes (776 m ; 418 km^2)

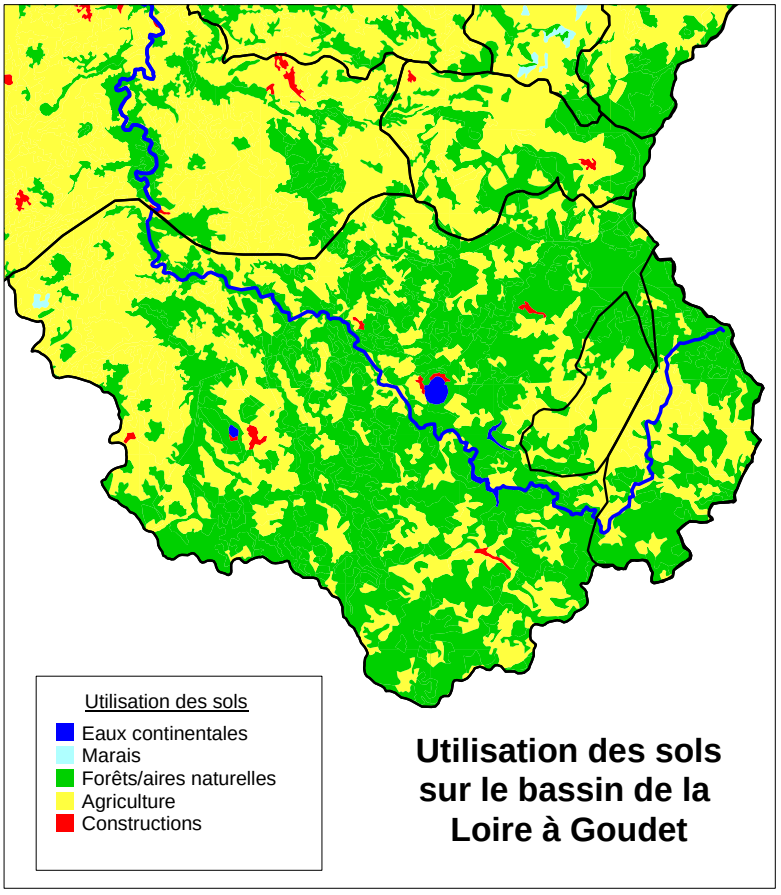


FIG. A.12 – *Usages des sols sur la partie sud du bassin.*

et détourne une partie des eaux vers l'Ardèche. Yonnet (2003) note que *« Les deux barrages présents sur la Loire et le Gage, possèdent, une réelle capacité de stockage dynamique suivant leur état de remplissage avant une crue. En temps normal le stockage au barrage de Lapalisse sur la Loire peut atteindre 8.5 millions de m^3 et celui de la retenue du Gage 3.4 millions de m^3 »*. Ce complexe mis en eau en 1954, représente, en comptant également le Lac d'Issarlès, un volume total de 42.6 millions de m^3

La figure FIG.A.14 montre l'ensemble des débits de la Loire à Goudet sur la chronique disponible (1982-2003). Si les seuils de vigilance, de pré-alerte et d'alerte sont assez fréquemment dépassés, ce n'est pas le cas, assez logiquement, du débit décennal (correspondant à peu près à un seuil de 1 m3/s/km^2). Cette figure permet également de visualiser à quel point les amplitudes de crues peuvent varier et que, l'évaluation des débits de crues est fréquemment réalisée en extrapolation de la courbe de tarage (débits supérieurs au maximum jaugé).

La figure FIG.A.15 ne montre pas la courbe de tarage réellement utilisée pour évaluer les débits à Goudet mais les différents points jaugés, ensuite interpolés à l'aide d'une fonction polynomiale d'ordre 2. Les courbes de tarages réellement utilisées par la DIREN Centre, sont très fréquemment réactualisées et se présentent sous la forme de droites affines sur des gammes de hauteurs. Sur cette figure, il est possible de noter les changement d'échelle liés aux différentes crues.

Sur l'ensemble des 199 épisodes identifiés comme potentiellement intéressants (FIG.A.16), pour presque la moitié d'entre eux, les données ne sont pas utilisables (non disponibles ou données moyennes journalières). Parmi les épisodes restants, une moitié correspond à une forte réactivité des débits. Pour 41% des épisode initiaux, *i.e.* 76% des épisodes restants, la réaction des débits correspond à l'intensité des pluies.

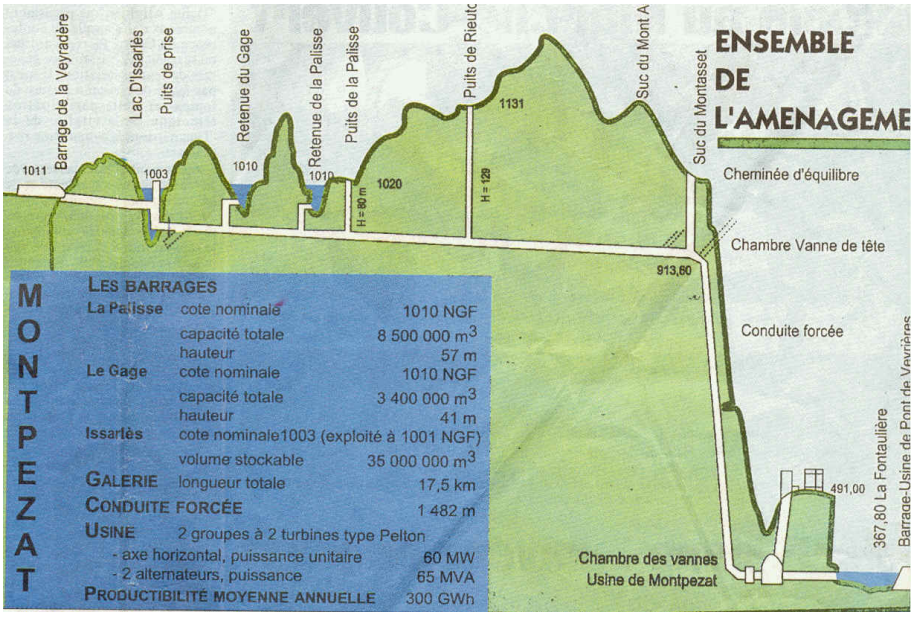


FIG. A.13 – *Schéma du complexe de Montpezat (Source : l'Eveil du Velay).*

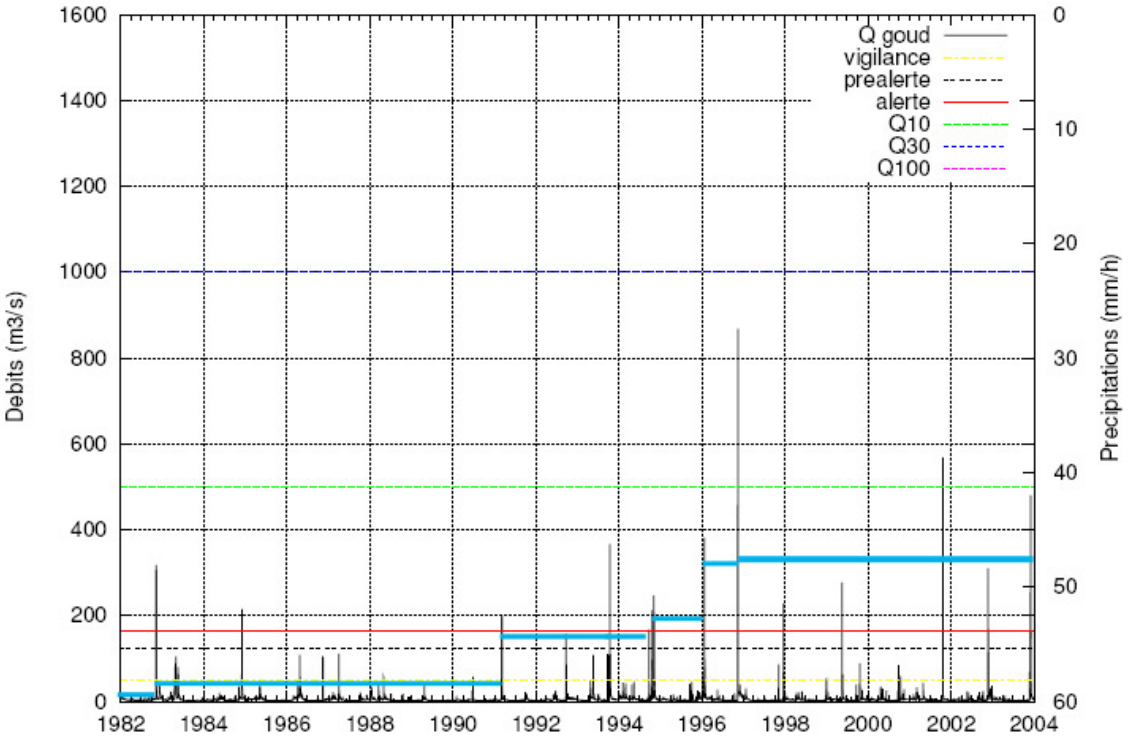


FIG. A.14 – *Ensemble des débits à Goudet. Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

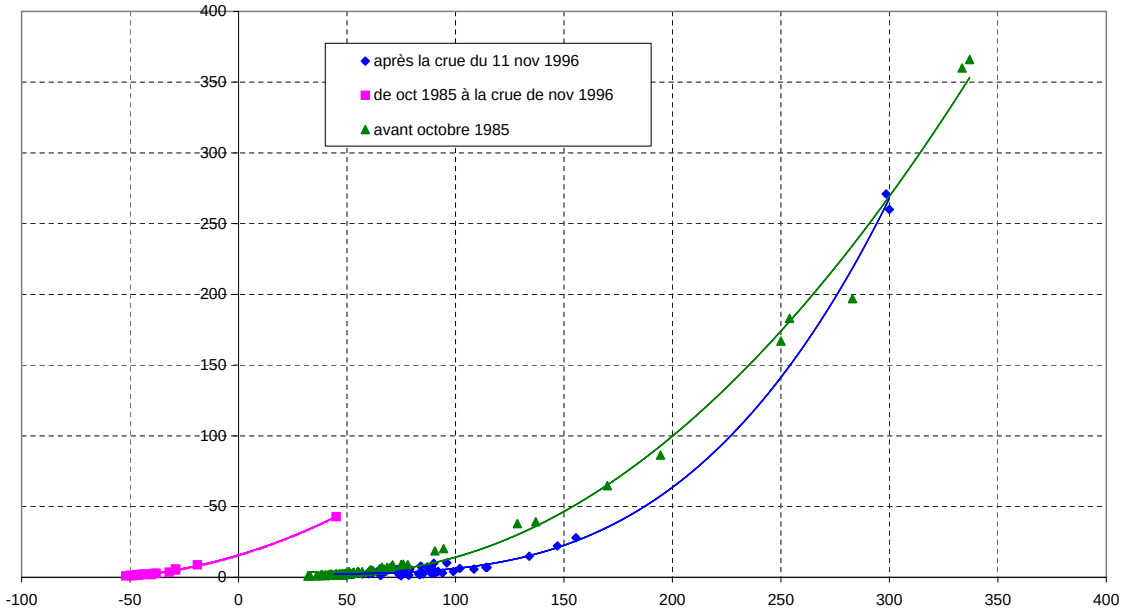


FIG. A.15 – *Relation hauteur (cm, en abscisse) – débit ($m^3.s^{-1}$, en ordonnées) de la Loire à Goudet.*

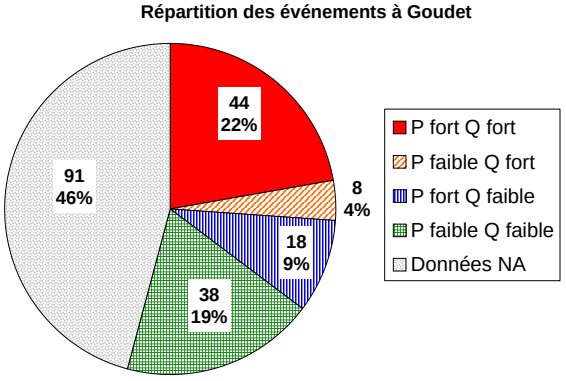


FIG. A.16 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Goudet.*

La Loire à Rieutord Si l'on suit le cours de la Loire d'amont en aval, Rieutord est la première station limnimétrique. Le bassin intercepté a une superficie de 62 km^2. Il est situé en partie sur les monts du Vivarais. La Loire prend sa source au Mont Gerbier des Joncs où elle n'est alors qu'à peine un ruisseau, contribuant ainsi à un certain « flou » sur la localisation de la « vraie » source. Sur place se trouvent ainsi une source géographique, une source historique, une source cadastrée et une « vraie » source! Juste après « les sources », l'Aigue Nègre rejoint la Loire (RD), suivie de la Padelle en rive gauche qui est l'affluent principal de la Loire sur ce bassin, à 2 km environ de Rieutord ; et enfin du ruisseau de Prat Sauvage à la hauteur de Rieutord.

Le bassin est relativement allongé, comme le montre la figure FIG.A.17, malgré un indice de compacité assez faible. L'orientation de la Loire ainsi que de son affluent de rive gauche, la Padelle, est principalement dans le sens nord-sud. L'altitude de la Loire à Rieutord est 1012 m alors que la Loire prend sa source à 1408 m, soit une dénivelée de 396 m. Le régime de la Loire reste torrentiel sur toute sa longueur.

D'après Dacharry (1974), le substratum est composé de granites (66 %), de basaltes (30%) et de phonolites (3%), ce que confirme la carte géologique de Burzet.

Au niveau de la station hydrométrique, alors que Dacharry (1974) avait noté un ensablement fréquent du lit et des dérangements de l'appareil, nécessitant de parfois reconstituer des débits; un seuil en béton a été construit, permettant une stabilité du lit. La station semble être adaptée pour la plupart des débits. On peut noter la présence de la cote de la crue de septembre 1980.

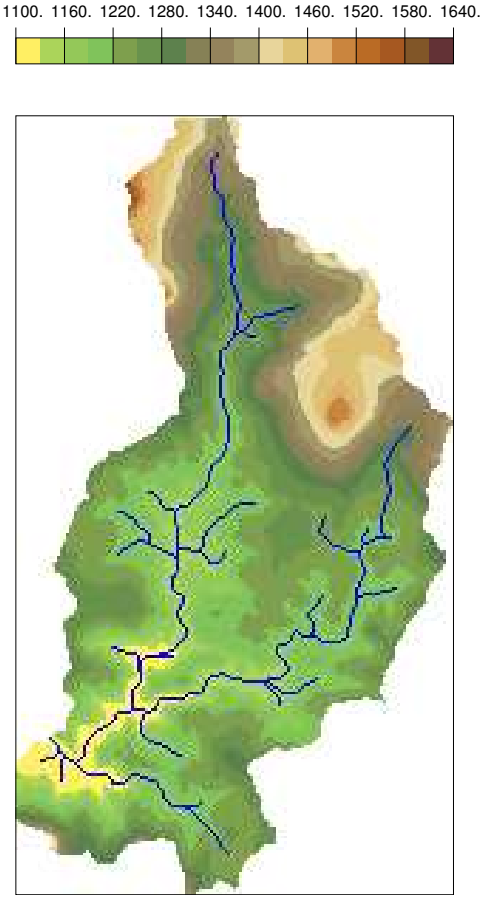


FIG. A.17 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Rieutord (MNT 50m).*

Ce bassin, situé en amont des ouvrages hydroélectriques du complexe de Montpezat, a un régime a priori naturel, ce qu'illustre en partie la figure FIG.A.18.

Cette chronique (FIG.A.18) montre la forte variabilité des débits et permet de visualiser la fréquence des crues assez élevée sur ce bassin. La chronique de débit apparaît de bonne qualité. Les plus fortes crues sont observées dans la période de l'automne.

Il est intéressant de noter sur la figure FIG.A.19 que plus des deux tiers de épisodes intéressants, reflètent sur ce bassin une bonne correspondance entre les pluies et les débits : de fortes pluies entrainent des réactions importantes en débit et des pluies faibles entrainent peu de réaction. En enlevant les épisodes pour lesquels les données ne sont pas disponibles, ce pourcentage passe de 67 à 83%.

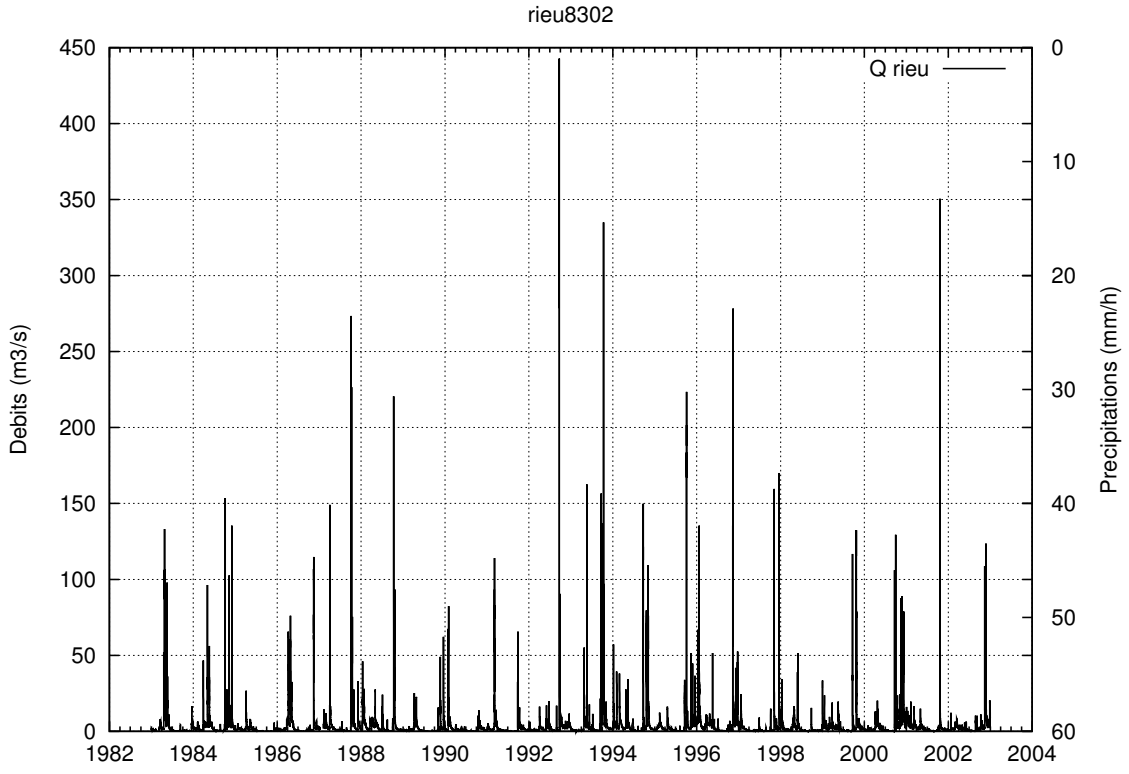


FIG. A.18 – *Ensemble des débits à Rieutord (1983-2002).*

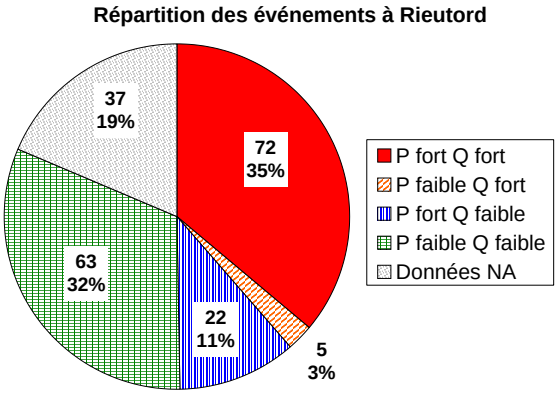


FIG. A.19 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Rieutord.*

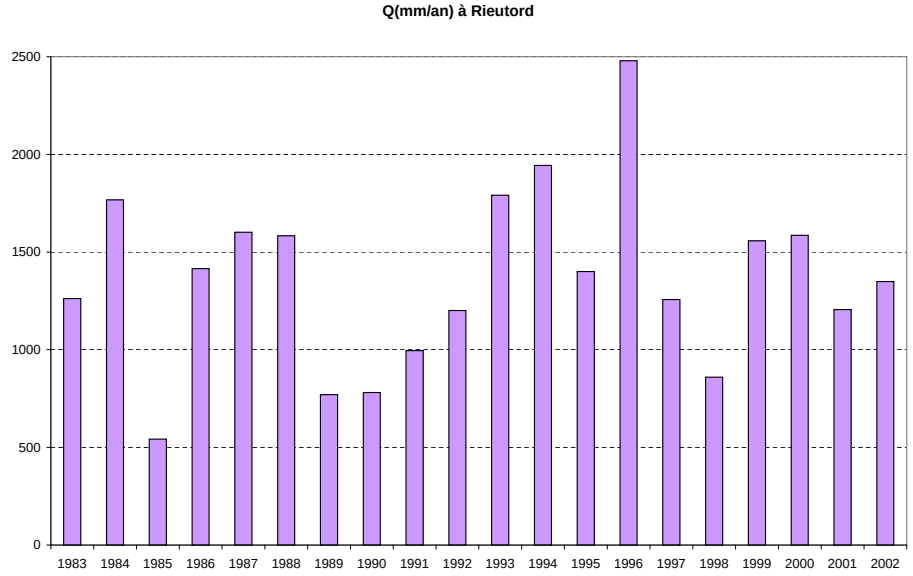


FIG. A.20 – *Lames d'eau annuelles écoulées à Rieutord (en mm) sur la période 1983-2002. Cette figure illustre la variabilité interannuelle évoquée en 2.2.2.3 page 40.*

Le Tauron à Cros de Géorand Le Tauron est un affluent important du Gage qui lui-même se jette dans la Loire en rive droite. Le Tauron à Cros de Géorand (1021 m) est un petit bassin amont naturel (20 km^2) dont le débit est mesuré par EDF car il constitue une partie des entrées de la retenue de Moulin du Peyron (côte nominale 1010 m NGF ; capacité totale : 3,4 Mm^3). La partie la plus au nord du bassin est essentiellement occupée par des forêts tandis que la partie la plus au sud est plutôt cultivée (*cf.* FIG.A.12 page 311). Le Tauron reçoit sur sa partie amont, un affluent de rive gauche : le ruisseau du Couzas.

Les valeurs de la figure FIG.A.23 montrent à la fois une bonne correspondance entre les lames écoulées à Cros de Géorand et à Rieutord, même si en parallèle, on peut noter une différence importante du point de vue de l'amplitude, celle-ci étant plus faible à Cros de Géorand..

De même qu'à Rieutord, une part importante des épisodes sélectionnés (FIG.A.24) reflètent une bonne correspondance entre les pluies et les débits (66%). Cependant le nombre d'épisodes pour lesquels ce n'est pas le cas, est plus important que dans le cas de Rieutord.

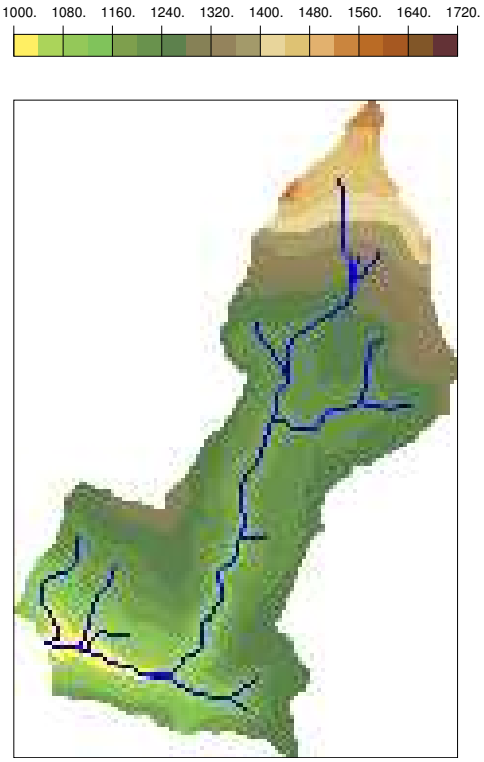


FIG. A.21 – *Topographie et hydrographie du bassin du Tauron à Cros de Géorand (MNT 50m).*

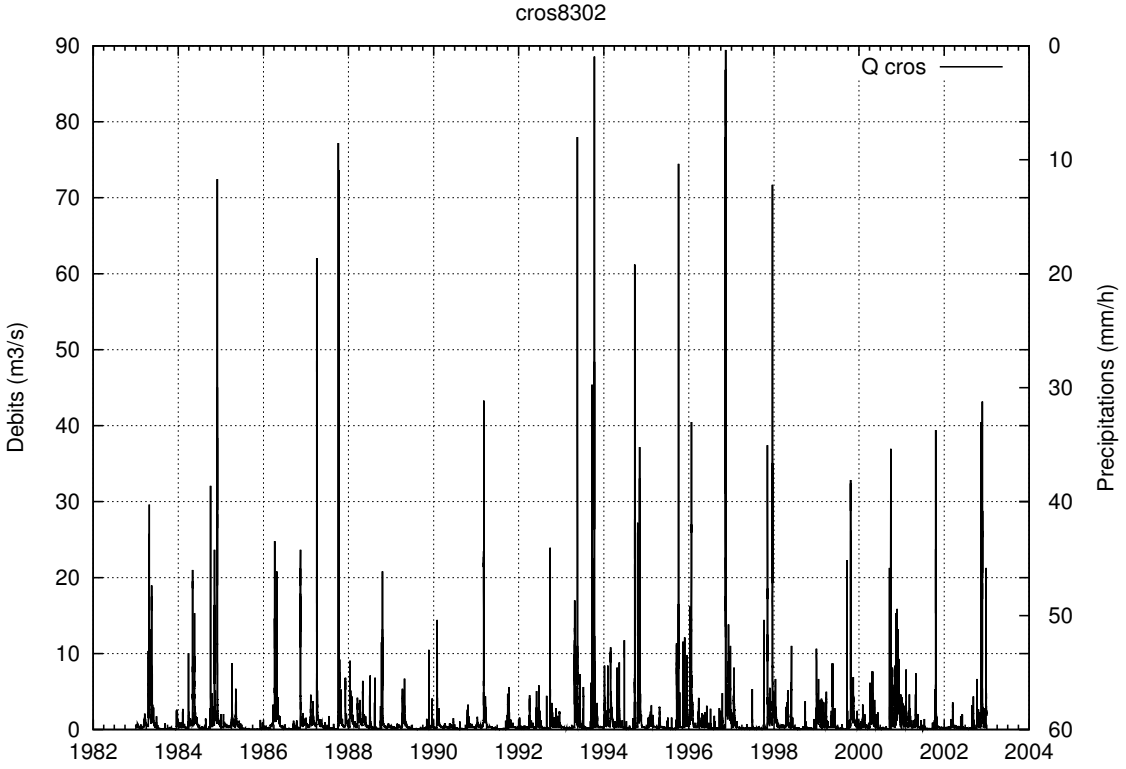


FIG. A.22 – *Ensemble des débits à Cros de Géorand.*

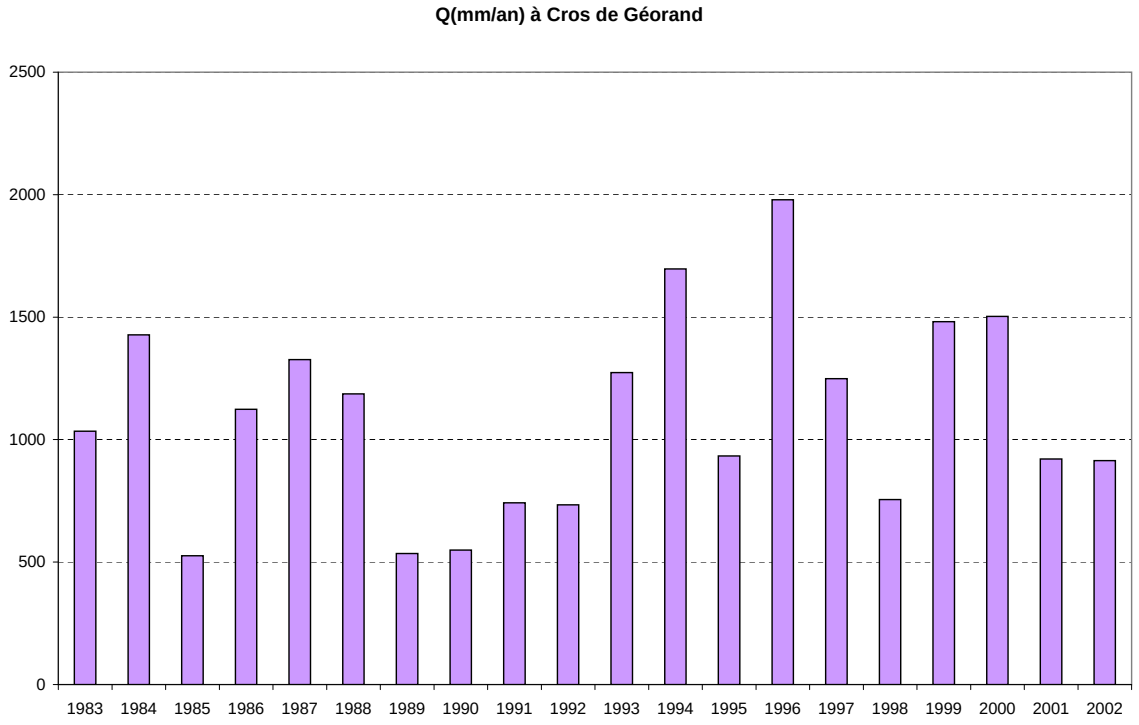


FIG. A.23 – *Lame annuelle écoulée à Cros de Géorand.*

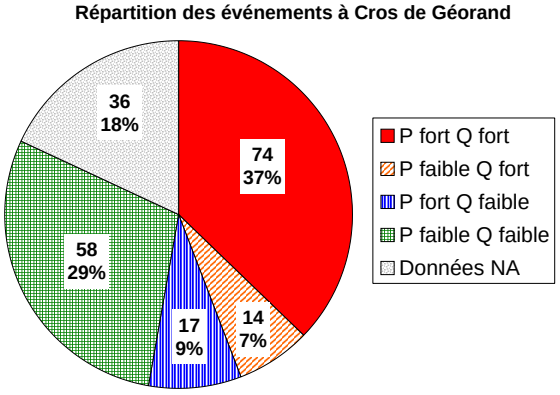


FIG. A.24 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Cros de Géorand.*

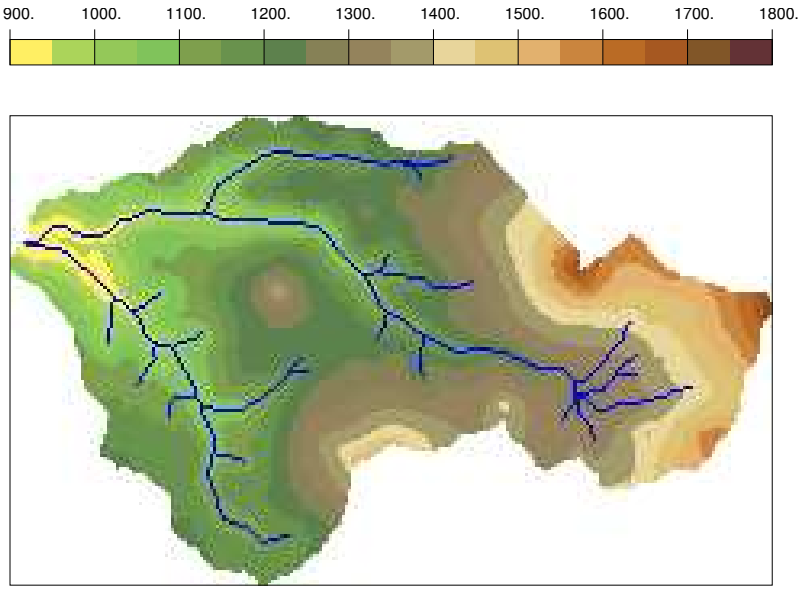


FIG. A.25 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Gazeille à Besseyre (MNT 50m).*

A.2.3.2 La Gazeille

La Gazeille (102 km^2) est un affluent de rive droite de la Loire. Elle prend sa source au Mont Mézenc à 1444 m et se jette dans la Loire à une altitude de 680 m après avoir parcouru 27 km. Son bassin est essentiellement orienté est-ouest. L'altitude maximale est au Mont Mézenc à 1753 m, constitant ainsi le point le plus haut de tout le bassin de la Loire à Bas-en-Basset. Ce cours d'eau possède comme point de contrôle, la station limnimétrique de Besseyre-St-Mary (K0114020), située au centre du bassin (la superficie interceptée est de 51 km^2 sur un total de 102 km^2) et dont l'altitude est 880 m. Le cours d'eau a alors parcouru 16 km, soit une pente moyenne d'environ 5.5% sur ce tronçon (pour une pente de 2.9% sur l'ensemble du cours d'eau). Le bassin est donc marqué par de forts gradients topographiques amont-aval.

Ce bassin présente un réseau hydrographique relativement dense, ce qui rend sa réactivité importante. L'affluent principal de la Gazeille est le Collance qui arrive en rive gauche de la Gazeille peu avant la station hydrométrique de Besseyre.

D'après Dacharry (1974), le substratum de la Gazeille à sa confluence avec la Loire est composé de granites (24%), de basaltes (60 %) et de trachytes (16%). Grelat (2002) note que *« des déformations sédimenatires sont observées dans la terminaison du bassin versant (à proximit de la zone du Puy) »*. Cette répartition est confirmée par les cartes géologiques(*cf.* 2.2 28), qui permettent de préciser qu'en ce qui concerne le substratum du bassin de la Gazeille à Besseyre, la plus grande part est composée de basaltes.

Ce bassin est essentiellement recouvert par des terrains agricoles avec quelques zones de forêts parsemées (*cf.* FIG.A.12). Les zones construites sur le bassin de la Gazeille, sont les environs de Freycenet la Tour en amont de Besseyre, et les environs du Monastier sur Gazeille.

La station de Besseyre est en fonctionnement depuis 1990[1]. Grelat (2002) note que *« Besseyre est localisée à l'aval d'une courbe importante et caractérisée par un lit de matériaux fortement mobiles (gros galets), cette station représente une section relativement instable en crue. De nombreux jaugeages sont par conséquent effectués pour prendre en compte la variabilité de la section au gré des événements, le tarage de la station de mesure faisant ainsi l'objet d'un suivi très régulier. »*. Ceci est d'ailleurs refléter par les valeurs de jaugeages réalisés (*cf.* FIG.A.26). Il est possible de vérifier sur cette figure FIG.A.26, que si on met de côté les jaugeages avant la crue de novembre 1996, pour lesquels l'échelle limnimétrique était différente, des modifications importantes dans la relation hauteur-débit.

La courbe des débits de la Gazeille à Besseyre (FIG.A.27) montre une assez forte réactivité du bassin et qu'un nombre important des débit de crue a été estimé en extrapolation de la courbe de tarage : par exemple pour la crue de novembre 1996, le débit est estimé à plus de 80 m^3.s^{-1} alors que le maximum jaugé jusqu'à présent est 20 m^3.s^{-1} ...

Sur l'ensemble des 199 épisodes pressentis comme intéressants, 60% ne peuvent être utilisés à cause des données (*cf.* FIG.A.28). Parmi les 40% restants, la répartition est à peu près la moitié des épisodes avec une réactivité impor-

1. Auparavant, la Gazeille était jaugée au Monastier-sur-Gazeille , en aval de la station de Besseyre, mais le limnigraphe a été emporté lors de la crue de 1980

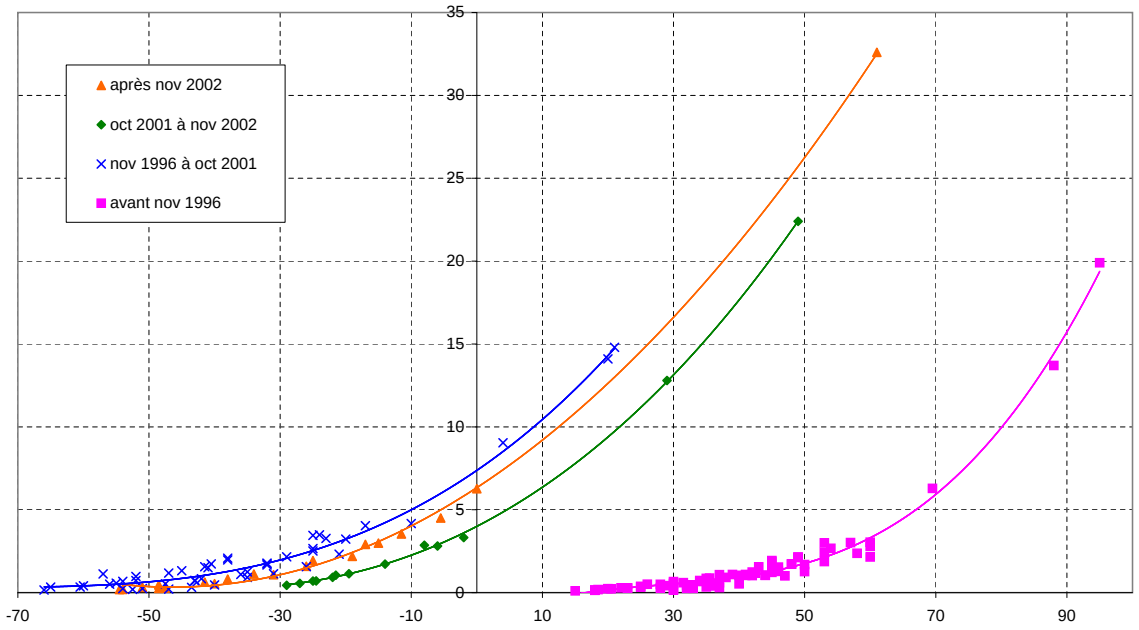


FIG. A.26 – *Courbe de tarage de la Gazeille à Besseyre.*

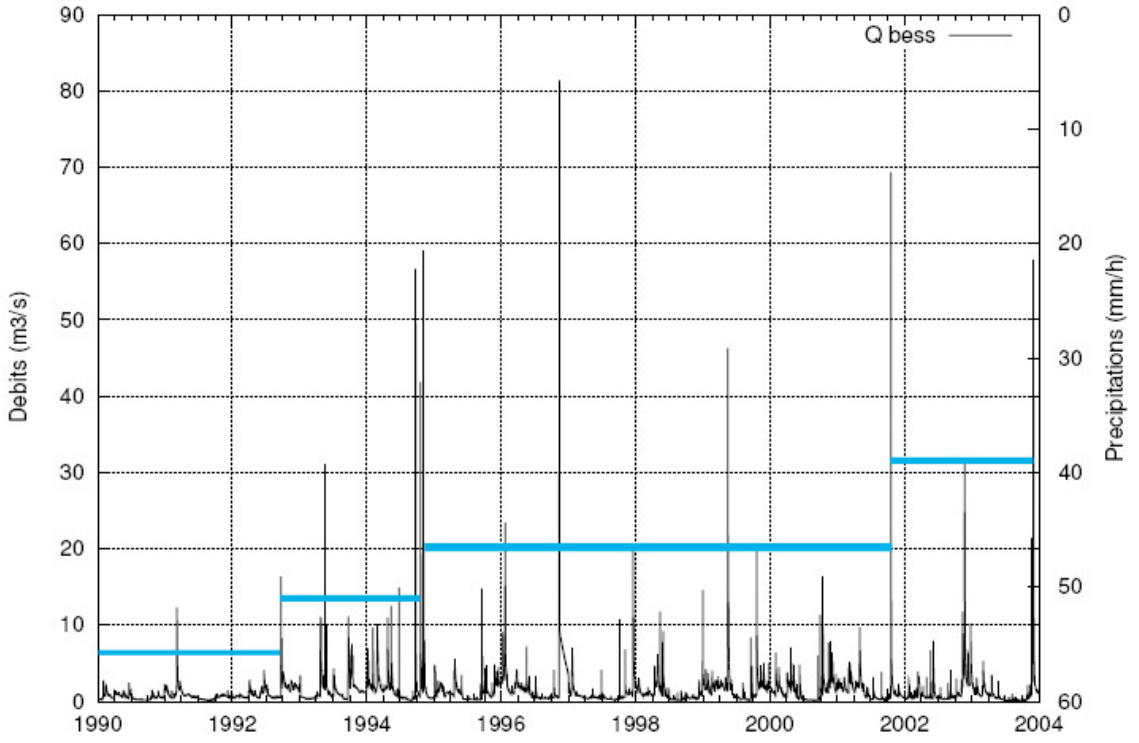


FIG. A.27 – *Ensemble des débits à Besseyre. Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

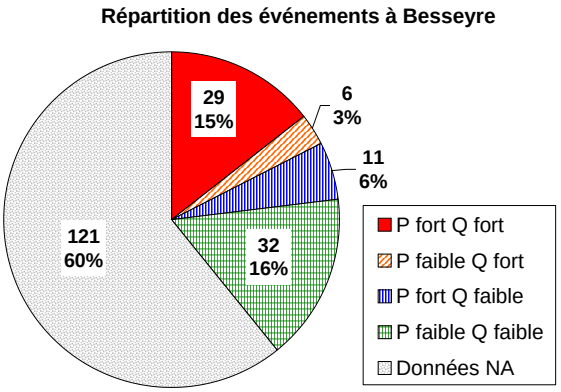


FIG. A.28 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Besseyre.*

tantes des débits, et la moitié avec une réaction plus faible. Environ 78% des épisodes disponibles reflètent une bonne adéquation entre l'amplitude des pluies et des débits.

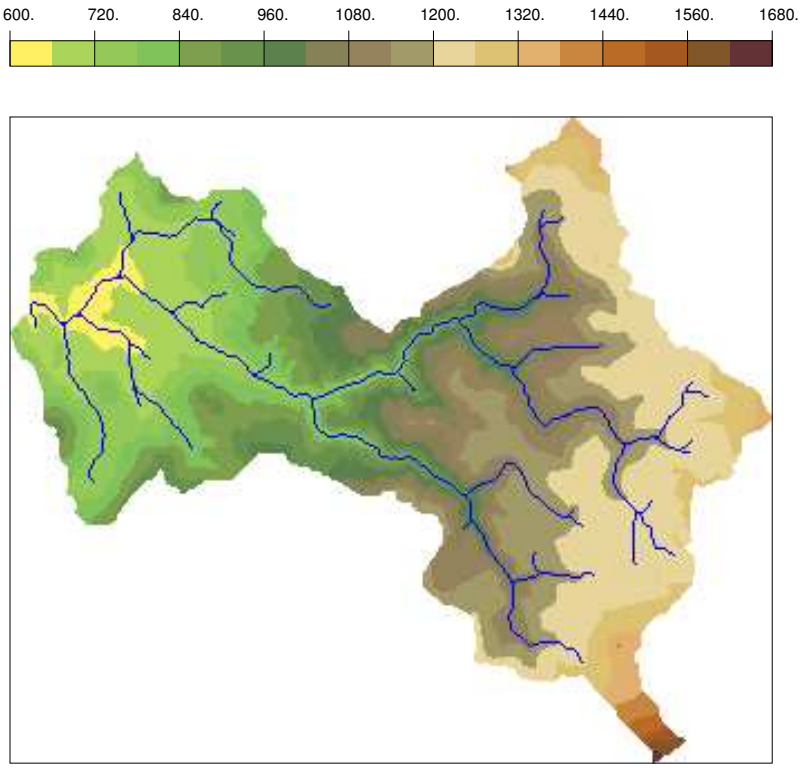


FIG. A.29 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Gagne aux Pandraux (MNT 50m).*

A.2.3.3 La Gagne

La Gagne prend sa source dans le lac (maar) de Saint-Front à une altitude d'environ 1236 m. Elle s'écoule de l'est vers l'ouest où elle rejoint la Loire en rive droite à une altitude d'environ 606 m. La longueur de la Gagne est d'environ 26 km, si bien que la pente moyenne est 25 m/km. L'Aubépin est son principal affluent et la confluence a lieu au lieu-dit « Les Planchas ». Le bassin versant représente 113 km^2. Il existe une station limnimétrique depuis 1997 aux Pandraux [Saint-Germain Laprade] (K0214010) qui intercepte un bassin de 107 km^2.

D'un point de vue topographique, les altitudes sont assez variables et suivent un gradient est-ouest - ou amont-aval. La confluence avec la Loire, se fait dans un contexte de « basse vallée » (Grelat, 2002). Le réseau hydrographique est bien réparti. Les principaux affluents de la Gagne sont, après la source au lac de Saint-Front : la Gazelle en rive gauche, le ruisseau du Cros (RD), le ruisseau du Montusclat qui descend du nord (RD), l'Aubépin qui draine un bassin versant conséqent par rapport à la surface totale de la Gagne et vient sur sud-est ; le ruisseau de Noustoulet parallèle à la Gagne (RD) ; puis les ruisseaux des Rivaux et de Couteaux juste avant la station des Pandraux.

Au niveau de la géologie, des basaltes recouvrent les parties les plus à l'amont, tandis que des granites couvrent la partie la plus aval. A l'extrémité aval, la présence de terrains sédimentaires est remarquable (extrémité sud du bassin d'effondrement de l'Emblaves).

Du point de vue de l'occupation des sols, les usages agricoles sont dominants et les zones de forêts parsemées. La présence de quelques zones de construction ainsi que celle de marais peuvent être notées.

La station hydrométrique des Pandraux semble plutôt de bonne qualité. La courbe de tarage (*cf.* FIG.A.31) semble relativement stable depuis 1997. De même que pour les autres stations, plusieurs crues (notamment celles de mai 1999, celle de l'automne 2000, celle de novembre 2001 et de décembre 2003) sont évaluées en extrapolation de la courbe de tarage.

La chronique des débits (FIG.A.32) montre que les crues « ordinaires » se produisant une à deux fois par an sont de l'ordre de 20 m^3/s tandis que les crues un peu plus fortes sont de l'ordre de 80 à 100 m^3/s, soit presque $1 m^3/s/km^2$.

Sur les 199 épisodes de départ (*cf.* FIG.A.33), seuls 55 peuvent être utilisés pour la station de la Gagne aux Pandraux, ce qui est logique vu le peu d'années de fonctionnement de cette station par rapport à la durée de la période d'étude. Par rapport aux autres stations, il faut prendre note du fait que les événements faibles (faibles pluies et faible réaction des débits) constituent plus de la moitié de l'échantillon exploitable ; tandis que seulement 21 épisodes (un peu plus d'un tiers de 55 épisodes) concernent une forte réaction des débits.

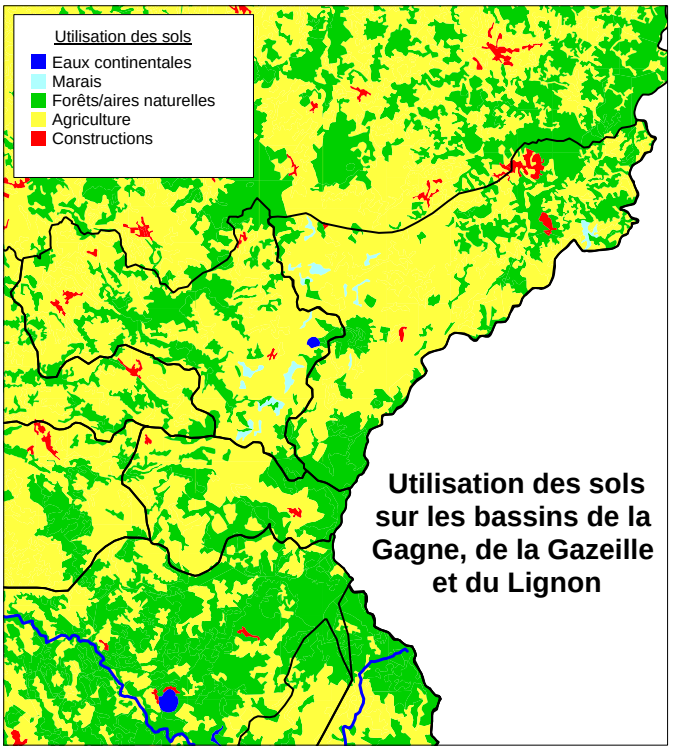


FIG. A.30 – *Usages des sols sur la partie centrale du bassin.*

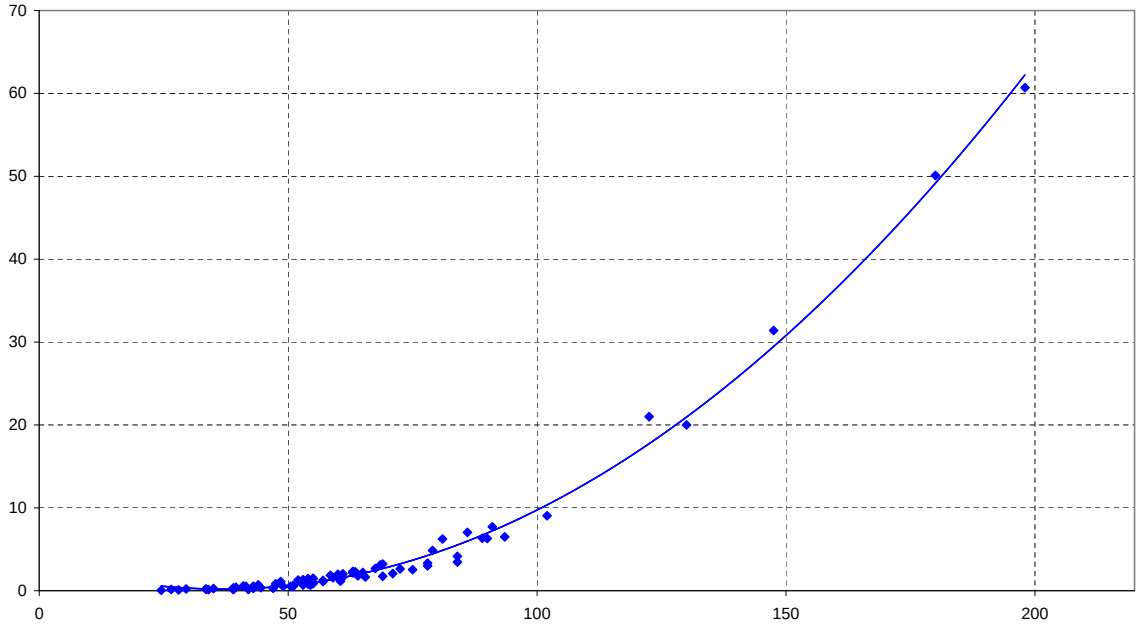


FIG. A.31 – *Relation hauteur (cm, en abscisses) – débit ($m^3.s^{-1}$, en ordonnées) pour la Gagne aux Pandraux.*

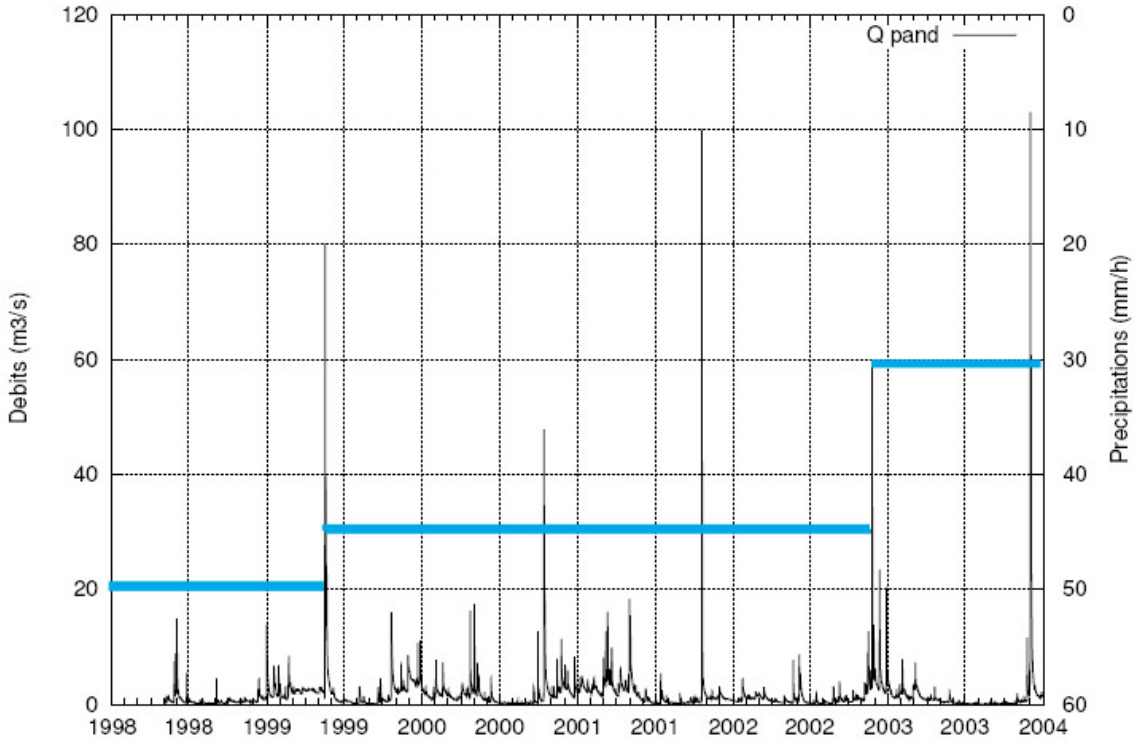


FIG. A.32 – *Ensemble des débits de la Gagne aux Pandraux. Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

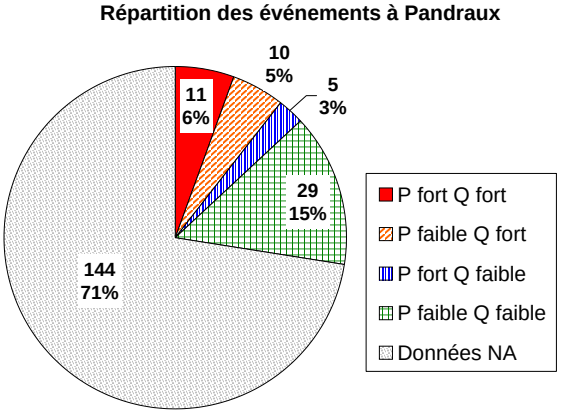


FIG. A.33 – *Caractéristiques des crues sélectionnées aux Pandraux.*

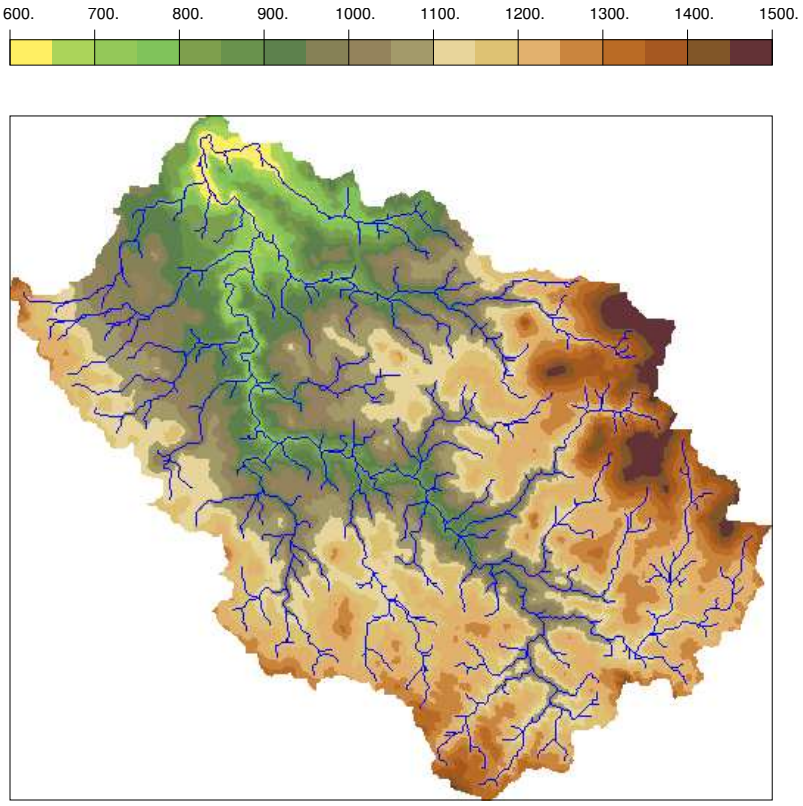


FIG. A.34 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Coubon.*

A.2.3.4 La Loire à Coubon

La Loire, entre Goudet et Coubon entre dans le bassin vellave. Son bassin intermédiaire est orienté dans le sens est-ouest. A Coubon, le bassin représente une superficie de 732 km^2 et la Loire, jaugée depuis seulement 1998 [1], a une altitude de 634 m. Elle parcourt cette partie du bassin dans une direction NNO. La partie occidentale du bassin est limitée par la chaîne volcanique du Déves. Il s'agit d'un haut plateau basaltique situé à une altitude de 1000 m environ et culminant à 1421 m au mont Déves. Ce plateau comporte un grand nombre de scories et de dépressions (par exemple le maar du Lac du Bouchet). En rive droite de la Loire (partie orientale du sous-bassin), se trouve principalement le bassin de la Gazeille dont l'extrémité aval traverse le plateau d'Alleyras, diverticule du plateau du Déves. Les versants, plus ou moins encaissés, sont boisées tandis que les plateaux sont assez fortement cultivés (bocages).

La Loire traverse des gorges profondes et rocheuses dans un substrat granitique surmonté de coulées basaltiques. Les versants des gorges sont abrupts et boisés. Les zones boisées sont en grande partie composées de résineux mais on peut également noter la présence de feuillus.

Les principaux affluents de la Loire entre Goudet et Coubon sont le ruisseau des Ceyssoux (ou ruisseau de la Bèthe ; RG), le ruisseau de la Beaume (RG), la Gazeille (RD), la Gagne de Solignac (RG), la Laussonne (RD).

La courbe de tarage à Coubon (*cf.* FIG.A.35) traduit l'âge récent de la station hydrométrique. Il est possible de noter que le plus fort débit jaugé vaut 700 m^3/s, soit presque 1 m^3/s/km^2. On peut aussi remarquer que les jaugeages pour des valeurs autour de 200 cm (200-300 m^3/s) sont assez fluctuants et ne correspondent pas bien avec le plus fort jaugeage, à moins de la présence de paliers dans la courbe de tarage.

Sur la chronique des débits (*cf.* FIG.A.36), il apparaît que le débit jaugé est le plus fort débit enregistré sur cette station, où peut de débits forts peuvent être remarqués.

Cette dernière remarque peut directement expliquer la répartition des événements d'étude pour cette station de la Loire à Coubon (*cf.* FIG.A.37). En effet, si on ne considère que les 45 épisodes pour lesquels des données instantanées sont disponibles, seulement 14 épisodes concernent une forte réactivité des débits, alors que 31 concernent des épisodes avec peu ou pas de réaction au niveau des débits.

1. Avant la création de la station de Coubon, la Loire a également été jaugée à Charentus, un peu en amont (à l'ouest) de Coubon (648m 687km2)

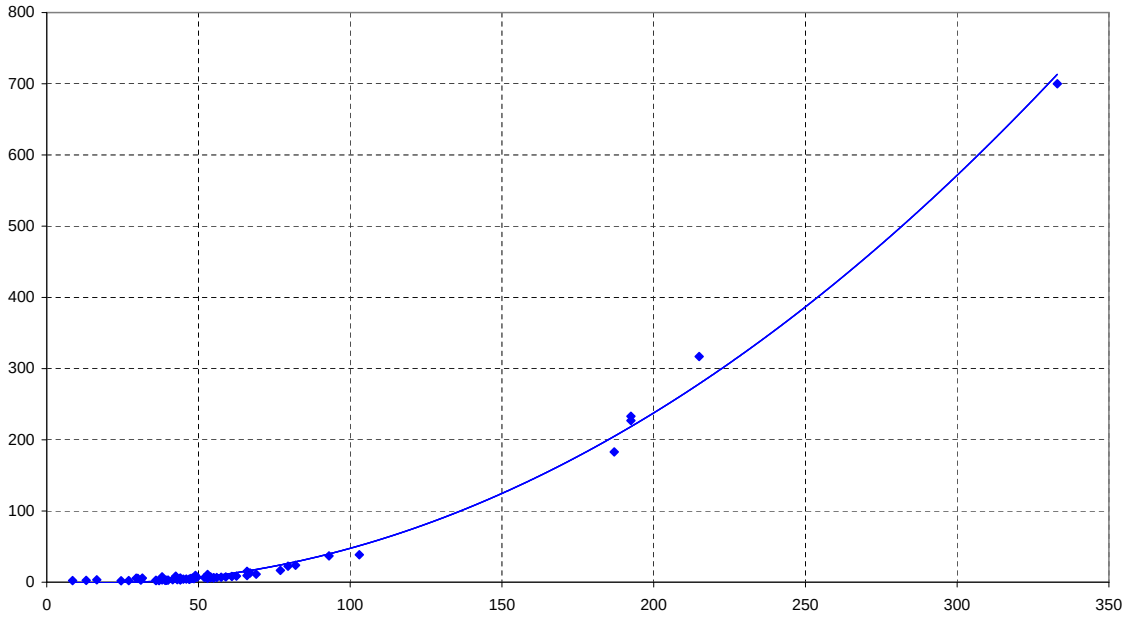


FIG. A.35 – *Relation hauteur (cm, en abscisses) –débit ($m^3.s^{-1}$, en ordonnées) pour la Loire à Coubon.*

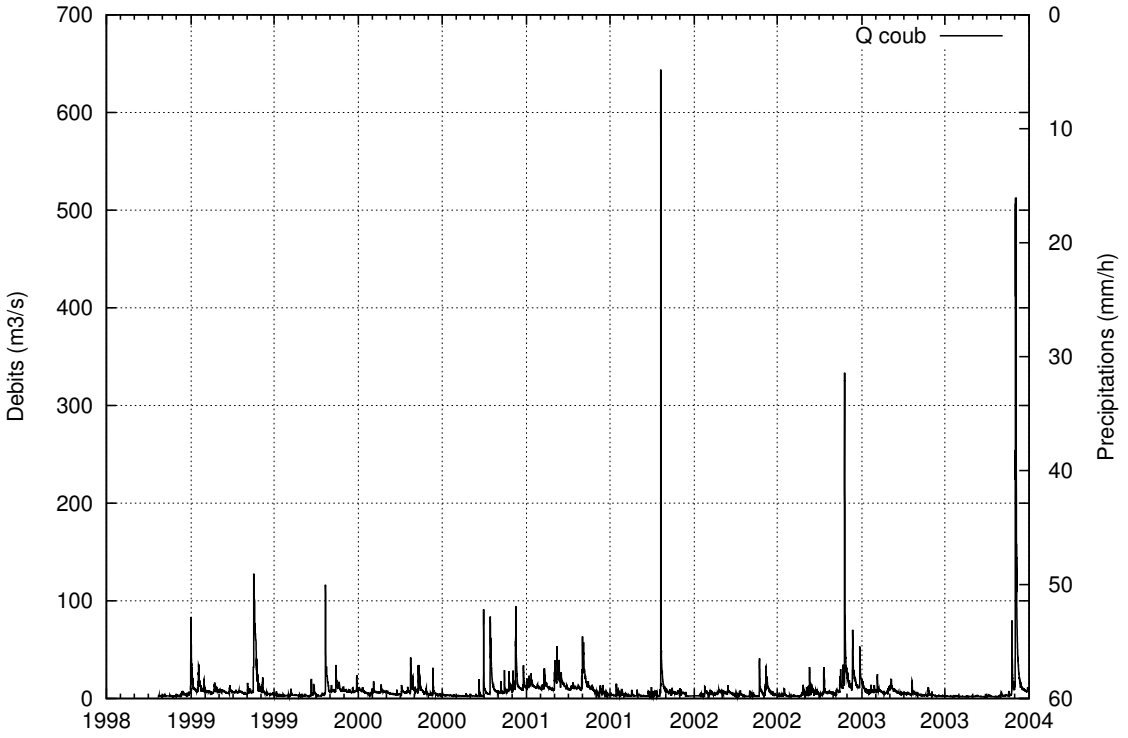


FIG. A.36 – *Ensemble des débits de la Loire à Coubon.*

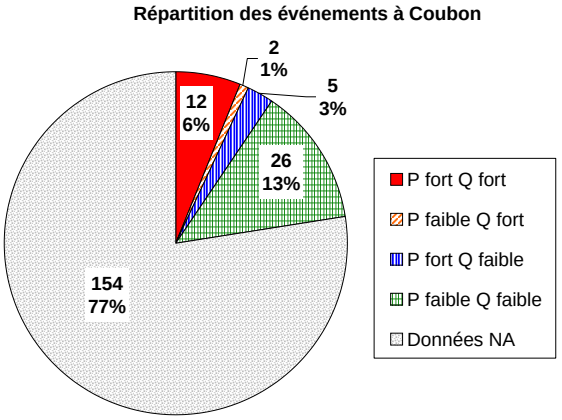


FIG. A.37 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Coubon.*

A.2.3.5 La Borne

En rive gauche, la Loire est rejointe par la Borne (429 km^2, 596 m d'altitude). Les Bornes occidentale et orientale prennent leur source sur le plateau de la Chaise-Dieu à environ 1 000 m, la Borne occidentale sous Sembadel gare (à 3 km au nord du lac de Malaguet), la Borne orientale à la hauteur de Félines. Elles contournent chacune d'un côté le Mont Bar, se rejoignent ensuite pour former la Borne et traversent des gorges basaltiques (Saint-Vidal, Espaly, Estreys) juste avant de rejoindre la Loire.

Ce territoire est inscrit au cœur du Velay et constitue même le plateau du Velay occidental. Le massif du Déves (1 229 m à Montpignon) à l'ouest, sépare la Loire de l'Allier. En direction de la Loire, l'altitude décroît progressivement pour aboutir, par l'intermédiaire des plateaux de Loudes et de Bains au confluent de la Borne et de la Loire, en aval de la ville du Puy. La Borne parcourt environ 42 km de long d'environ 1000 à 600m, ce qui donne une pente moyenne de 9.5 m par km.

La Borne est jaugée à la station de Espaly-Saint-Marcel (KO253020) depuis 1985 : le bassin ainsi renseigné a une superficie de 375 km^2. Ses affluents, sont, de l'amont vers l'aval : la Borne orientale (RG) qui rejoint la Borne occidentale, constituant ainsi la Borne ; le Merdansou (RG) ; le Bourbouilloux (RG)qui est un affluent important dont le bassin constitue toute la partie nord-est du bassin de la Borne ; la Freycenette (RD) ; le ruisseau de Vouzac (RD) ; le ruisseau de Ceyssac (RD) ; et finalement après Esplay, juste avant la confluence avec la Loire, le Dolaison qui draine les eaux du plateau de Cayres.

D'après Dacharry (1974), le substratum du bassin de la Borne à Chadrac est constitué à 34% de granite, à 55% de basalte et à 12% de terrains sédimentaires. Il semble, d'après les cartes géologiques, que la constitution du substratum de la Borne à Espaly soit assez bien reflétée par ces pourcentages, avec peut-être un peu moins de place aux terrains sédimentaires et davantage aux basaltes. Le petits cônes volcaniques (par exemple celui d'Allègre : le Mont Bar), traduit l'évolution tectonique récente du Velay.

Le socle granitique apparaît dans les compartiments les plus surélevés ou à la faveur de grandes incisions du quaternaire. Il est essentiellement constitué par différents granites et est peu perméable. Ces terrains sont recouverts d'arènes granitiques superficielles, souvent argileuses ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur sur les versants et atteignant 6 mètres sur les plateaux vallonnés. Les secteurs de natures volcaniques (basaltes), situées sur tout le bassin exceptées les parties les plus à l'amont et une toute petite section à l'extrémité aval, juste avant la station hydrométrique, sont très perméables. Ce sol est parfois recouvert de formations superficielles très souvent argileuses donnant naissance à des sources superficielles. Les eaux de pluies s'infiltrent et circulent dans les fractures, diaclases et fissures de basaltes jusqu'au substratum. Si la partie supérieure au substratum est perméable, les eaux s'y accumulent et trouvent un exutoire (sources *intra-basaltiques*) ; si le substratum cristallin ou sédimentaire est le premier niveau imperméable rencontré par ses eaux qui s'infiltrent *per descendum*, elles se rassemblent et sont à l'origine de sources *sous-basaltiques* (source : carte géologique 1/50 000 de Le Puy). Il est également possible de noter la présence de nappes captives issues des eaux intrabasaltiques qui profitent de l'existence de fractures pour jaillir. Dans les secteurs de nature sédimentaire, les aquifères sont quasi inexistants.

Du point de vue de l'utilisation des sols (*cf.* FIG.A.39), ce bassin est surtout utilisé par une agriculture tournée vers la culture des céréales et l'élevage des bovins. Quelques zones boisées apparaissent, essentiellement dans les parties les plus amont du bassin. La présence de plusieurs zones construites (Allègre, Loudès, Saint-Paulien et l'influence de l'agglomération du Puy) est remarquable pour cette région.

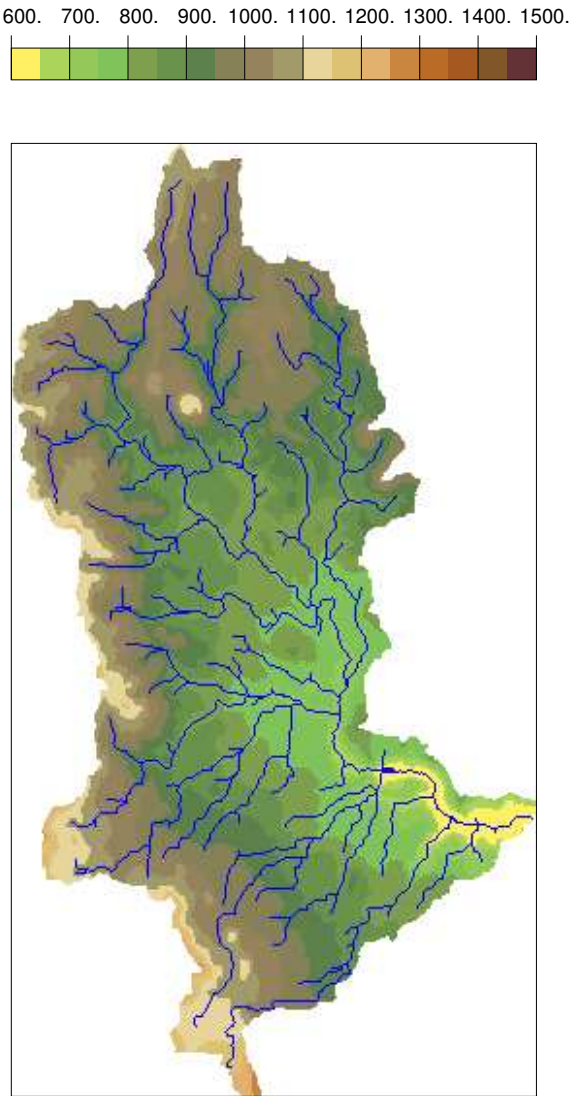


FIG. A.38 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Borne Occidentale à Espaly.*

La courbe de tarage (*cf.* FIG.A.40) semble assez stable. Il semble y avoir une *« cassure »* à un peu moins de 100 cm : jusqu'à cette hauteur la relation entre les débits et les hauteurs semble linéaire. Ensuite la pente augmente assez fortement reflétant un élargissement de la section. Le débit maximum jaugé (FIG.A.41) est de 140 m^3/s depuis 1988 : les débits ultérieurs sont inférieurs mis à part les débits atteints lors de la crue de décembre 2003 et au cours de laquelle l'échelle et le capteur de mesure du niveau d'eau ont été emportés..

La chronique des débits (*cf.* FIG.A.41) montre que les réactions de la Borne dépassent rarement le seuil d'alerte des services de prévisions et que lorsque c'est le cas, cela se produit plutôt en début d'année (hiver et printemps). On peut également constater que les plus forts débits observés sur la Borne ne correspondant pas forcément aux forts débits observés sur les autres cours d'eau.

La répartition des épisodes sélectionnés pour la Borne à Espaly montre que malgré l'ancienneté de la station (mise en servie en 1985, alors que la période d'étude débute en 1977), un grand nombre d'épisodes (presque 60%) n'ont pu être conservés. Cela traduit essentiellement le fait qu'en cette station, la plupart du temps, pour la partie la plus ancienne de la période d'étude, les données de débits sont des données moyennes journalières. Seuls 32 épisodes concernent une réaction notable des débits, alors que plus de la moitié des épisodes restants, sélectionnés initialement sur l'ensemble des bassins ne correspondent pas à un événement remarquable sur le bassin de la Borne, ni du point de vue des précipitations, ni du point de vue des débits. On peut de plus noter que vis à vis des critères permettant de caractériser les précipitations, sur ce bassin, peu d'événements correspondent à des épisodes de *« pluies fortes »*.

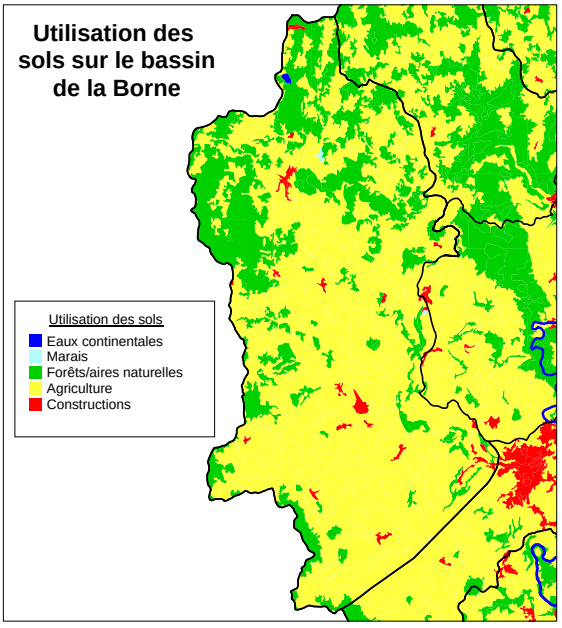


FIG. A.39 – *Usages des sols sur le bassin de la Borne.*

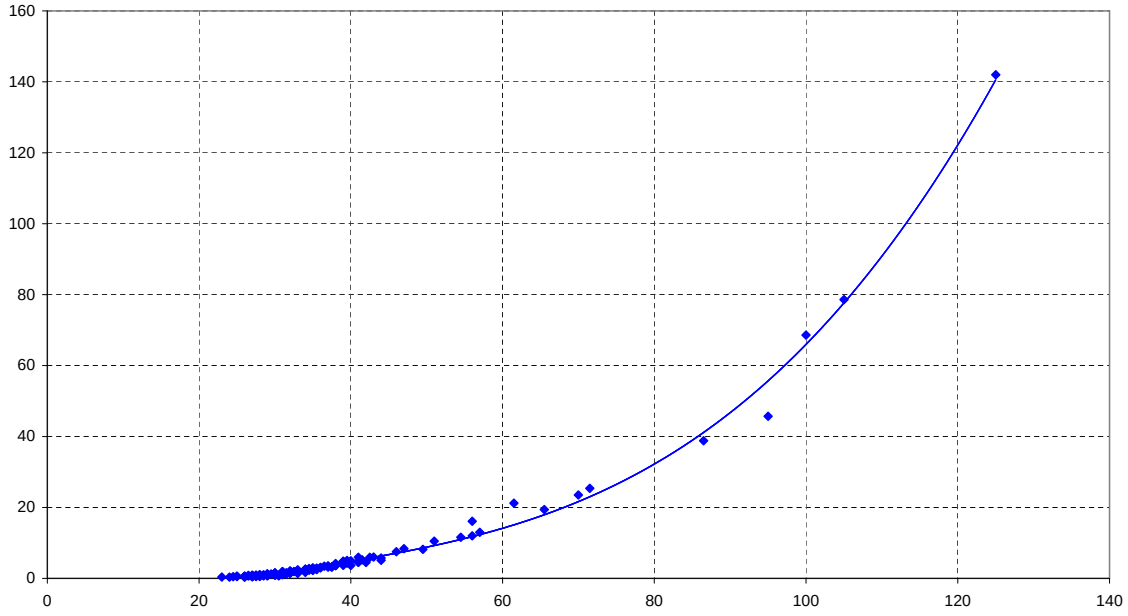


FIG. A.40 – *Relation hauteur(cm, en abscisses)–débit ($m^3.s^{-1}$, en ordonnées) de la Borne occidentale à Espaly-Saint-Marcel.*

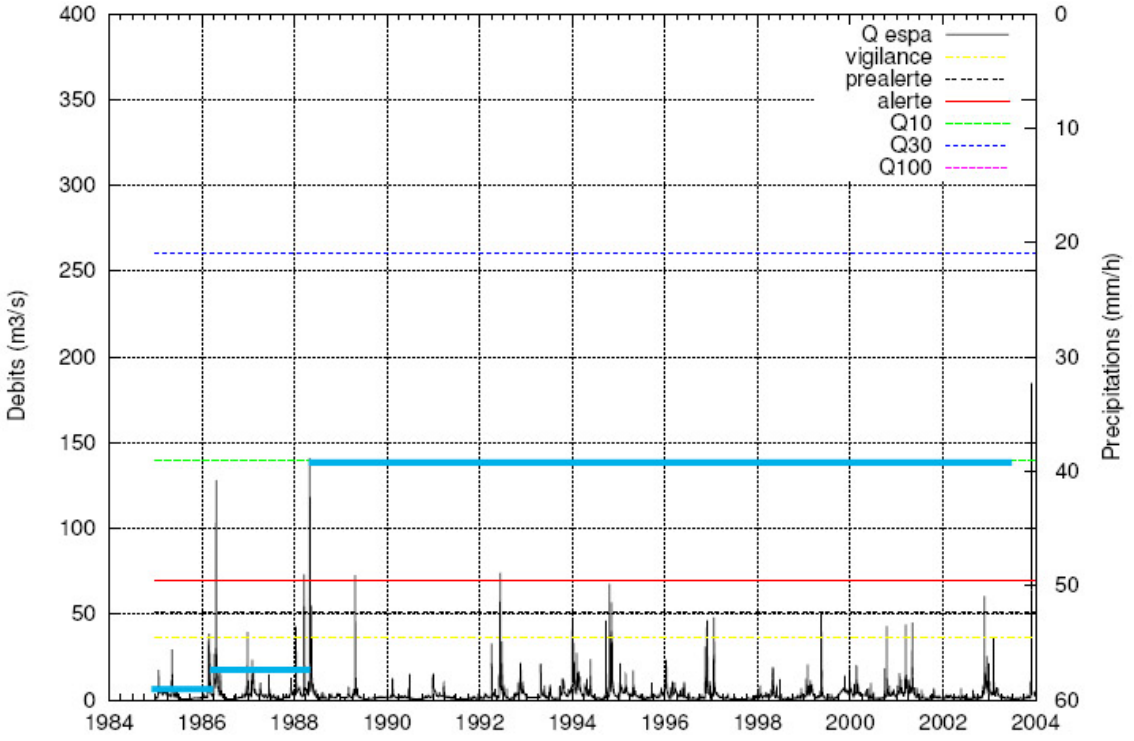


FIG. A.41 – *Ensemble des débits de la borne à Espaly. Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

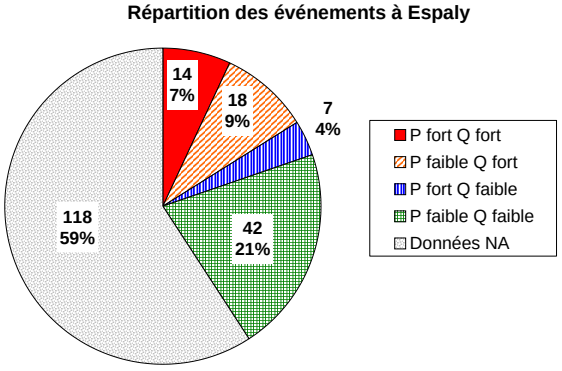


FIG. A.42 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Espaly.*

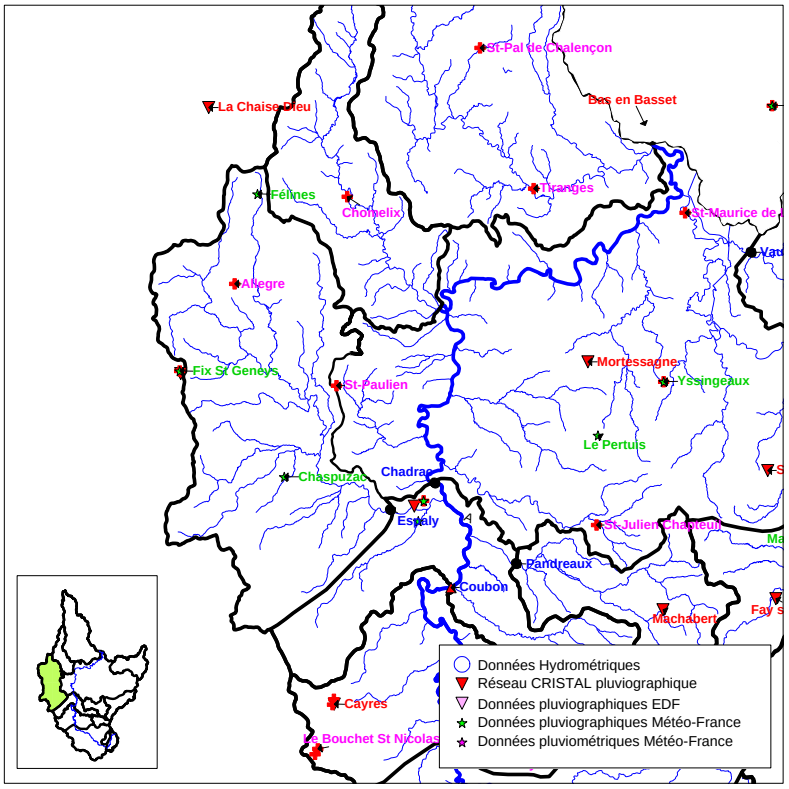


FIG. A.43 – *Les postes pluviographiques disponibles sur la partie ouest du bassin.*

A.2.3.6 La Loire à Chadrac

Le débit de la Loire est mesuré à Chadrac en aval du Puy en Velay et également en aval de la confluence avec la Borne à une altitude de 589 m. Le bassin intercepté à une superficie de 1 312 km^2.

Entre Coubon et Chadrac, les principaux affluents de la Loire sont le ruisseau de Magnore (RD) en aval de Coubon, la Gagne de St-Front en rive droite qui draine un important bassin et a été étudiée par ailleurs, la Borne en rive gauche qui a également été étudiée par ailleurs. On ne s'intéresse dans cette présentation du bassin qu'au bassin intermédiaire entre Coubon et Chadrac et sans prendre en compte le bassin de la Borne.

Les terrains traversés de ce bassin sont essentiellement de nature basaltique. La Loire traverse également des formations sédimentaires, mettant ainsi à nu le socle sous-jacent. Comme cela a été décrit pour la Borne en A.2.3.5 page 327, les basaltes sont perméables et permettent ainsi la circulation et le stockage de ressources en eaux souterraines.

Le type d'occupation est essentiellement l'agriculture sur les plateaux en continuité avec les observations déjà réalisées pour les bassins de la Loire à Coubon, de la Borne à Espaly et de la Gagne. La présence de l'agglomération du Puy-en-Velay est remarquable et constitue une zone construite relativement étendue.

La station historique [1] de Brives Charensac (601 m, 882 km^2) est hors service depuis 1995 en raison de travaux d'aménagement du lit dans le cadre du Plan Loire. Suite à la crue de septembre 1980 dont les pertes les plus graves concernent la ville de Brives-Charensac, des aménagement ont en effet été réalisés en alternative à un projet de barrage en amont (le projet du barrage de Serre de la Fare).

La station de Chadrac existe depuis 1921. Le site de mesure a néanmoins changé suite à la crue de novembre 1996 pour laquelle au cours de la décrue, la station hydrométrique a été emportée. Elle n'a été reconstruite que l'année suivante, un peu plus à l'aval. La courbe de tarage présentée ici (*cf.* FIG. A.45) ne concerne donc que la partie récente des jaugeages (depuis fin 1997) pour laquelle le plus fort débit jaugé est environ 700 m^3/s, ce qui correspond à peu près au débit de période de retour 10 ans.

L'observation de la chronique des débits à Chadrac (*cf.* FIG. A.45) montre une assez forte réactivité de ce bassin, avec des seuils d'alerte dépassés presque tous les ans. On peut noter que le débit décennal a été dépassé 3 fois en 27 ans : en 1980 pour laquelle le débit estimé à Brives-Charensac est 1800 à 2000 m^3/s et pour laquelle à la station

1. Il est possible trouver des hauteurs observées à cette station dans presque toutes les études anciennes, notamment celle de Jollois (1881) et Rouchon (1910) pour les grandes crues du XIX^{e}s.

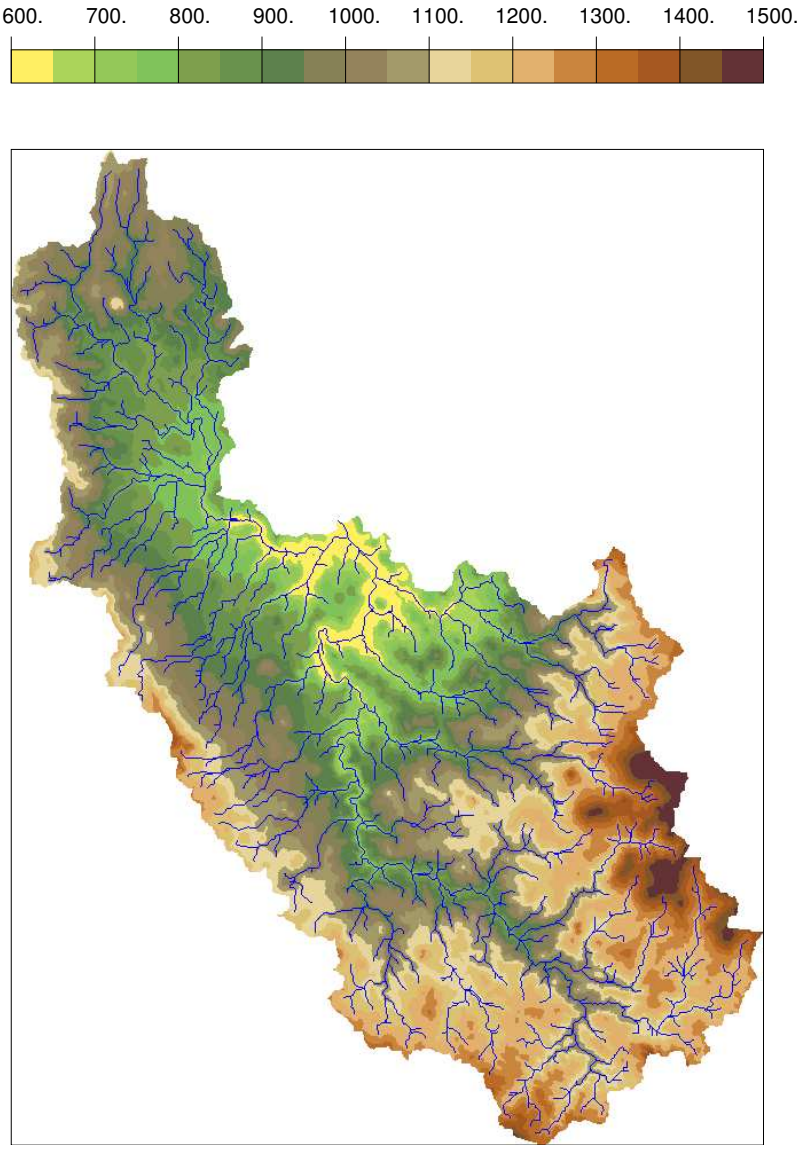


FIG. A.44 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Chadrac.*

de Chadrac, seules des estimations moyennes journalières sont disponibles ; en novembre 1996 et en décembre 2003. On peut également noter que le débit a semblé s'approcher du débit décennal au cours des crues de novembre 1994 (680 m^3/s), de novembre 1999 (675 m^3/s), en octobre 2001 (710 m^3/s).

La sélection d'épisodes pluie-débit intéressants (*cf.* FIG.A.47) montre, comme pour la Borne, que malgré un historique ancien (depuis 1977, avec seulement un arrêt des mesures fin 1996 et en 1997), un grand nombre d'événements ne peuvent être utilisées à cause des données de débits. Parmi les 87 épisodes restants, plus de la moitié (51) concernent une réaction significative du point de vue des débits. On peut également noter qu'une faible proportion des épisodes intéressants concernent une réaction des débits qui ne coïncide pas avec l'intensité des pluies (seulement 16 épisodes soit 18%.

Le bassin de la Loire à Chadrac en amont de la confluence avec la Borne utilisé dans le CHAP.9 a été représenté en FIG.A.48.

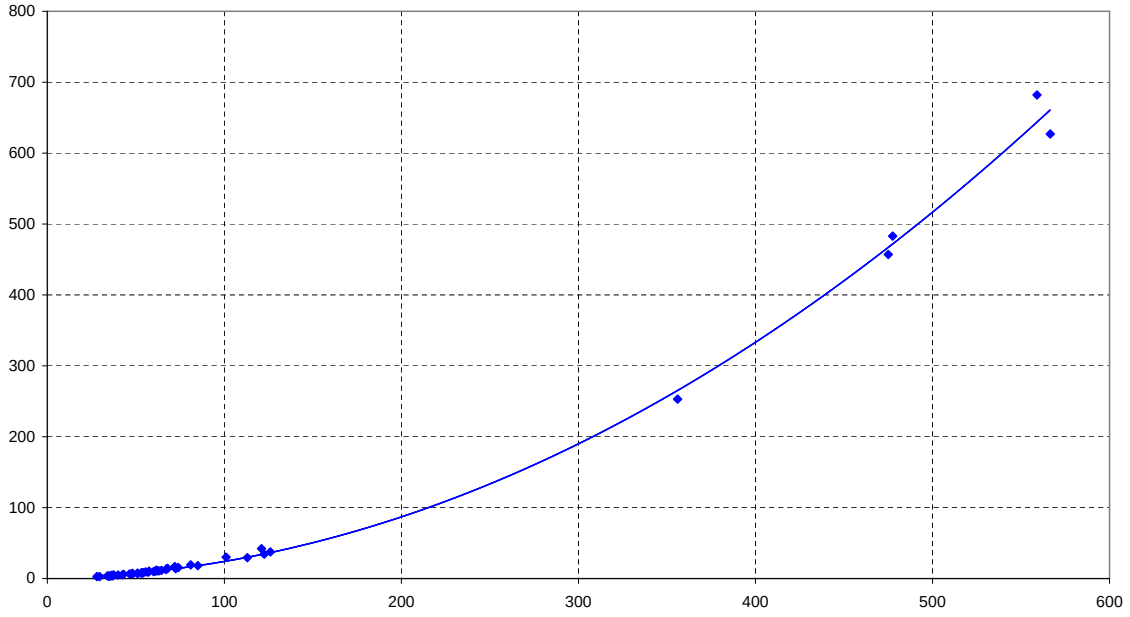


FIG. A.45 – *Relation hauteur (cm, en abscisses) – débit (en $m^3.s^{-1}$, en ordonnées) pour la Loire à Chadrac depuis 1997.*

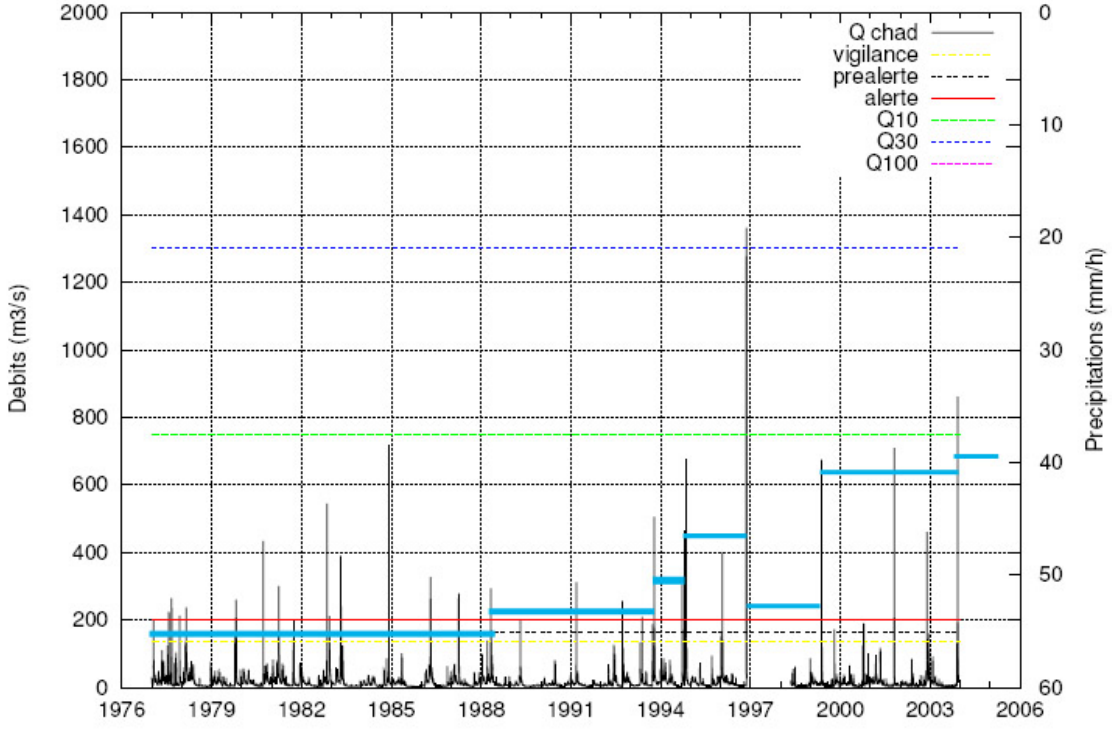


FIG. A.46 – *Ensemble des débits pour la Loire à Chadrac. Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station (à partir du changement de station en 1997, seuls les nouveaux maximums jaugés doivent être considérés).*

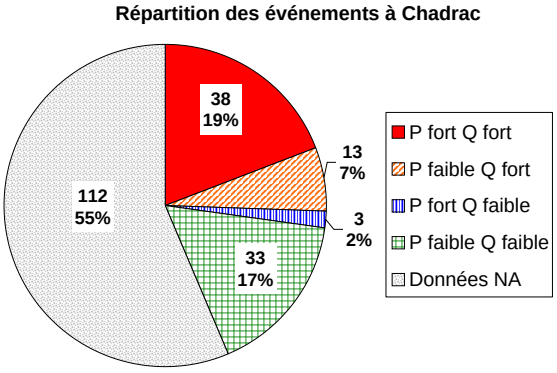


FIG. A.47 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Chadrac.*

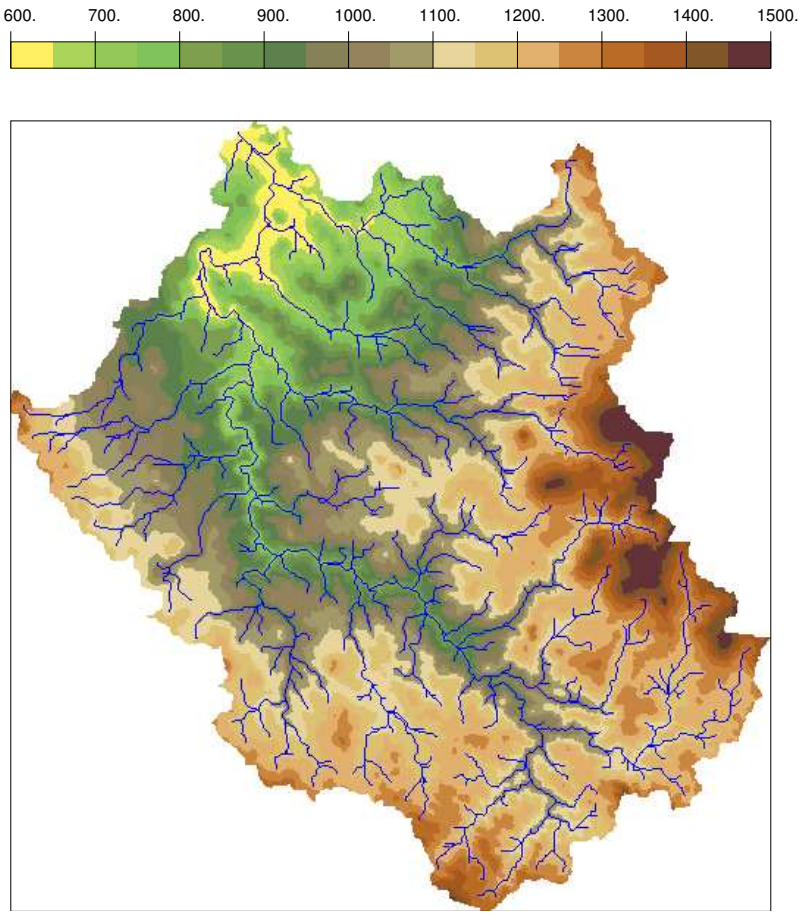


FIG. A.48 – *Topographie et hydrographie de la Loire en amont de la confluence avec la Borne.*

A.2.3.7 Les petits affluents du bassin intermédiaire

Entre Chadrac et Bas-en-Basset, la Loire parcourt un bassin important, même si on y soustrait les bassins de ses principaux affluents : l'Arzon, le Lignon et l'Ance. C'est ce bassin que l'on nomme dans cette étude *« bassin intermédiaire »* et qui comporte un assez grand nombre d'affluents non jaugés.

D'une altitude de 589 m à Chadrac à une altitude de 450 m à Bas-en-Basset, la loire parcourt environ 50 km, ce qui donne une pente moyenne de 2.8 m par km. Sur la première partie de son parcours (jusqu'à la confluence avec l'Arzon à la hauteur de Vorey-sur-Arzon) elle suit une direction sud-nord, alors que dans la seconde partie elle suit une direction dominante SW-NE. Ses principaux affluents sur ce bassin intermédiaire sont, de l'amont vers l'aval : le ruisseau de Cheyrac en rive gauche juste à l'aval de Chadrac ; puis la Sumène en rive droite qui suit une direction parallèle à la Gagne et à la Gazeille, cours d'eau qui ont déjà été décrits ; ensuite le ruisseau de Chalon en rive gauche dans une direction W-E à la hauteur des gorges de Peyredère qui sont une extension du horst cristallin de Lavoûte-sur-Loire ; peu après Lavoûte sur Loire, au début de la traversée de la zone du bassin d'effondrement de l'Emblavès, la confluence des ruisseaux de Coubeyre et de la Suissesse rejoint la Loire en rive droite ; à la sortie de ce bassin d'effondrement, le ruisseau de Ramey rejoint la Loire en rive gauche suivi directement de l'Arzon à la hauteur de Vorey sur Arzon. Débute alors une zone de gorges profondes qui se prolongera pratiquement jusqu'à la confluence avec l'Ance juste avant Bas-en-Basset. Dans cette zone peu d'affluents la rejoignent : le Riougrand en rive droite, puis le Ramel, toujours en rive droite à environ 5 km en amont de Bas-en-Basset à une altitude d'environ 480 m. Il s'agit d'un affluent assez important, notamment par le bassin qu'il intercepte. Enfin le Lignon en rive droite toujours, juste avant la confluence avec l'ance en rive gauche.

Du point de vue géologique, on se trouve complètement dans zone que les géologues nomment *« le bassin du Puy »* et qui se prolonge à l'est et au sud. C'est une aire de subsidence disloquée par une tectonique ultérieure et qui a formé une série de horsts et de grabens dont le horst cristallin de Lavoûte-sur-Loire et la zone d'effondrement de l'Emblavès font partie. Cette dernière zone, couvrant intégralement le bassin de la Suisesse a pour sous-sol des sédiments, des colluvions tertiaires, quelques laves acides et quelques basaltes. Le sud-est du bassin intermédiaire, situé à l'est de la zone d'effondrement précédente et où la Sumène et le Ramel prennent leur source, est une zone volcanique recouverte de basaltes. Le reste du bassin est recouvert de granites, notamment les granites à cordiérite et à biotite du Velay (*cf.* FIG.2.2, page 28).

Du point de vue de l'hydrogéologie, les terrains granitiques sont recouverts d'arènes granitiques superficielles, en général peu profondes, permettant la présence d'un aquifère de taille restreinte. Les terrains basaltiques sont très perméables et souvent recouverts de formations superficielles (brêches basanitiques, argiles).

Du point de vue de l'occupation des sols, ce bassin intermédiaire est assez cultivé, mais des zones boisées sont également présentes, en particulier sur les reliefs volcaniques.

A.2.3.8 l'Arzon

A la hauteur de Vorey sur Arzon, l'Arzon (170 km^2) rejoint la Loire à une altitude de 538 m NGF. L'Arzon présente un bassin versant orienté dans la direction nord-sud. Il prend sa source dans la partie sud du Forez à une altitude d'un peu plus de 1000 m et parcourt environ 38 km de long avant de se jeter dans la Loire, soit une pente moyenne de 12 m/km.

Une station hydrométrique est présente sur ce cours d'eau : l'Arzon à Vorey sur Arzon [Pont Eytravazet] (K0333010). Elle n'a pas été utilisée au cours de cette étude.

L'Arzon entaille assez profondément un plateau dont l'altitude moyenne est de 1 000 m, constituant ainsi des gorges encaissées et rocheuses dont l'intérêt écologique peut être souligné (site Natura 2000). La nature géologique du substratum est quasi exclusivement composé de terrains granitiques ou métamorphiques faisant partie du dôme granito-migmatique du Velay. Ces terrains sont recouverts d'une frange d'altération superficielle qui atteint 1 à 3 m, sans jamais dépasser 6 m d'épaisseur sur les plateaux élevés. Cette couche d'arènes granitiques joue un rôle de réservoir permettant le stockage et la circulation naturels d'eau souterraines. Ces bassins hydrogéologiques sont cependant limités, en raison de la disposition vallonnée du relief qui fragmente la surface des bassins versants.

La nappe alluviale de l'Arzon, au niveau de Vorey-sur-Arzon à environ 6 km au nord du confluent avec la Loire permet également la circulation d'eaux souterraines. Son épaisseur est de 1.5 m, elle est principalement constituées de sables et de blocs et représente une faible superficie : 300 m de long pour 50 m de large.

La plus grand part des sols sont recouverts de zones boisées. L'agriculture présente plutôt sur la partie médiane du bassin (extension du plateau de la Chaise-Dieu) est tournée vars la culture des céréales et l'élevage de bovins.

Les principaux affluents de l'Arzon sont de l'amont vers l'aval, l'Aubriguoux (RD), le Sauze (RD), le ruisseau de Rioumort (RD), le ruisseau de l'aiguemort (RG), le ruisseau de la Chamalière (RD) et le ruisseau de Chambeyron (RD).

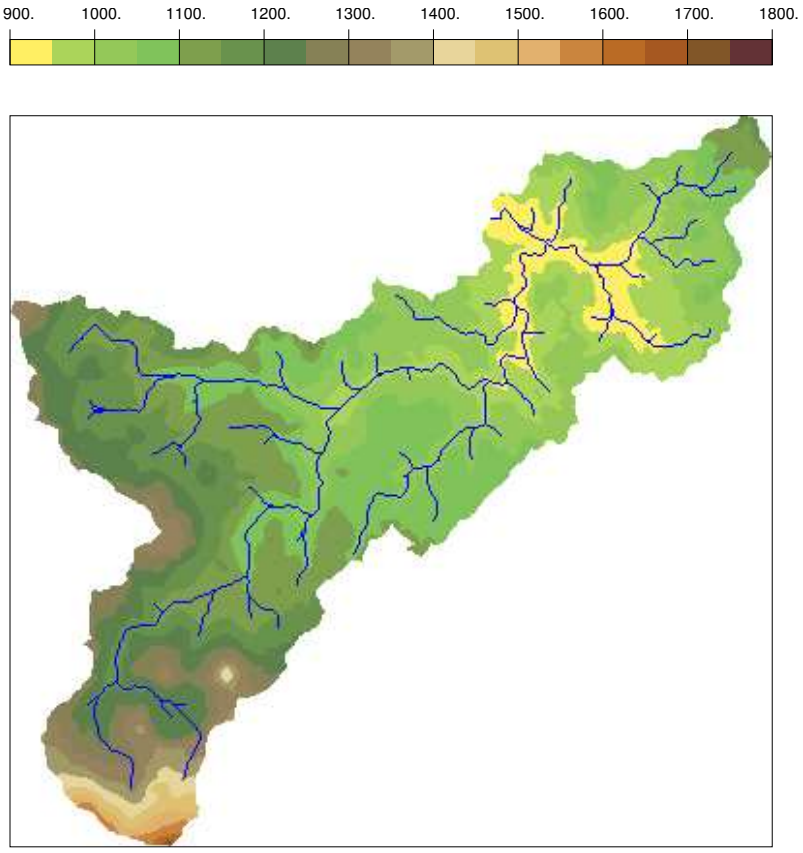


FIG. A.49 – *Topographie et hydrographie du bassin du Lignon au Chambon sur Lignon.*

A.2.3.9 Le Lignon du Velay et la Dunière

A environ une petite dizaine de kilomètres à l'amont de Bas-en-Basset, le Lignon [1] se jette en rive droite de la vallée de la Loire, à l'est du Velay. Il s'agit d'un des affluents les plus importants de la Loire supérieure, tant par sa superficie (710 km^2 sur 3234 km^2 à Bas-en-Basset) que par l'importance de ses écoulements (risque hydrologique fort, dû à l'alimentation de sa partie haute par des précipitations méditerranéennes). Le bassin du Lignon est essentiellement séparé de celui de la Loire par le Massif du Meygal. Le Lignon prend sa source sur la face nord de la Croix de Peccata, au Mont Mézenc, à une altitude de 1 515 *m*. Il rejoint la Loire à une altitude d'environ 460 *m* après avoir parcouru environ 80 km, soit une pente moyenne de 13 m par km. Son axe d'écoulement principal est la direction sud-nord.

Le Lignon La partie amont du Lignon est située dans un relief montagneux accentué (altitudes comprises entre 1690 m et 920 m), même si les pentes du cours d'eau sont assez faibles sur cette partie. Cette partie amont du bassin du Lignon est constituée selon Grelat (2002) d'un grand nombre de sous-bassins qui ne font pas l'objet de mesures. La partie aval du bassin du Lignon est constituée à la fois de la bordure septentrionale du Massif du Velay, des monts de l'Yssingelais et d'une partie des monts du Pilat. Le cours d'eau y poursuit son cheminement, essentiellement à travers des gorges très étroites (*cf.* FIG.A.50). Le régime du Lignon est très agité sur l'ensemble du cours d'eau mis à part le tronçon entre Tence et Pont de l'Enceinte où l'influence des barrages se fait ressentir. Peu avant sa confluence avec la Loire, le Lignon est rejoint par la Dunière qui va être présentée dans la suite de ce manuscrit.

Deux ouvrages importants sont présents sur le cours du Lignon [2] : le barrage de la Chapelette (capacité 0.3 Mm^3) et surtout celui de Lavalette (capacité 41 Mm^3) qui alimente en eau potable la ville de Saint-Etienne. Yonnet (2003) précise que *« suivant l'intensité et la durée des crues, ils ont sans doute un rôle dans le stockage et/ou le retardement de la pointe de débit du Lignon. De nombreux petits ouvrages présents en aval sont quand à eux transparents en période de crues »*.

1. Pour plus de renseignements sur le Lignon du Velay, son histoire, les villes qu'il traverse, il est possible de se référer aux travaux de Jean-Claude Morel, (Morel, 2002).

2. Ces ouvrages sont présentés plus longuement en 2.1.3.2, page 29

FIG. A.50 – *Les gorges du Lignon.*

D'après Dacharry (1974), le substratum de l'ensemble du bassin du Lignon est composé de granite à 78 % et de basaltes à 22 %. C'est également ce que l'on observe sur les cartes géologiques : les granites font partie du massif volcanique du Velay ; les basaltes ne sont présents que sur la partie sud du bassin, *i.e.* le haut bassin constitué des massifs volcanique et basaltique du Mézenc (1 754 m) et du Meygal (1 438 m). Des aquifères sont présents localement dans des arènes granitiques de l'ordre de 1 m d'épaisseur, pouvant parfois aller jusqu'à 20 m localement (source : carte géologique de Monistrol sur Loire) au nord du bassin. Les terrains volcaniques ou phonolithiques de forte perméabilité du sud du bassin, notamment dans les sucs, permettent également la présence d'aquifères. Grelat (2002) précise que la partie amont du bassin du Lignon au Chambon sur Lignon est constituée d'un sol de 90 cm à 175 cm sur des roches volcaniques (basaltes ou coulées de lave) alors que la partie la plus proche de la station (1/5 de la superficie) est composée d'un socle granitique recouvert d'un sol de 120 cm en moyenne, confirmant cette présentation générale, réalisée à partir de la carte géologique d'Yssingeaux.

L'agriculture de montagne et le tourisme sont les activités principales, l'activité industrielle étant concentrée principalement autour d'Yssingeaux, le Chambon sur Lignon et Blavozy. La couverture des sols est constituée majoritairement d'habitations éparses et de champs. Au niveau de l'occupation des sols (*cf.* FIG.A.51), l'amont du bassin (le Lignon au Chambon sur Lignon) est presque intégralement cultivé. A l'aval, la zone est relativement bien boisée par des forêts mixtes et la présence d'un nombre important de zones construites peut être notée. Les villes principales sont Yssingeaux, le Chambon sur Lignon, Mazet Saint Voy et Rosières.

Les affluents principaux du Lignon vont être cités, de l'amont vers l'aval :

- le Salin, affluent de rive droite, parallèle au Lignon et prenant sa source par très loin de celle du Lignon ;
- à la hauteur de Fay sur Lignon, il existe une retenue sur le Lignon ;
- le ruisseau des Merles en rive gauche intercepte un bassin relativement important, il suit une direction ouest-est ;

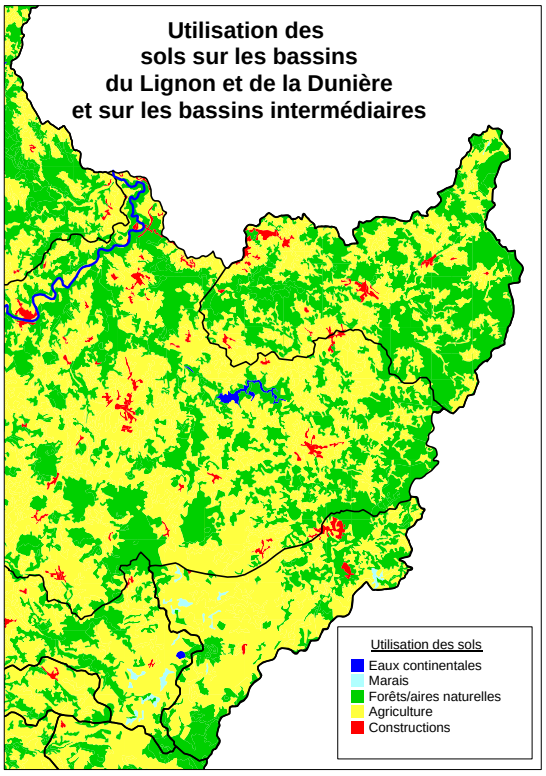


FIG. A.51 – *Usages des sols sur le bassin du Lignon.*

- le ruisseau de Lioussel, arrive en rive droite du Lignon, suit une direction SW-NE et compte sur son bassin la présence d'un certain nombre de marais ;
- le Merdos en rive gauche suit une direction ouest-est ;
- juste avant la traversée de Chambon sur Lignon, le Lignon est rejoint par le ruisseau du Monastier en rive droite qui suit une direction SE-NW et est assez important (affluent nombreux)
- après Chambon sur Lignon, le ruisseau de la Ligne, rejoint le Lignon en rive gauche, il est assez important et suit une direction générale ouest-est ;
- suit le ruisseau des Meynier (RD, direction est-ouest), puis une retenue sur le Lignon à l'amont de Tence ;
- le ruisseau des Mazeaux en rive droite est assez important et arrive à l'aval de Tence ;
- le ruisseau de Basset, partie aval du ruisseau du Trifoulou rejoint le Lignon en rive droite, juste à l'amont du lac de la retenue de Lavalette ;
- les ruisseaux du Mousse en rive gauche et des Brossettes en rive droite dont la source est proche de Montfaucon en Velay, rejoignent le Lignon à la hauteur du lac de la retenue ;
- l'Auze juste après le barrage de Lavalette est un affluent de rive gauche relativement important dont la direction est sud-nord ;
- enfin avant la Dunière en rive droite, la Siaulne en rive gauche est un affluent presque parallèle à l'Auze.

On a vu que, malgré la présence de nombreux sous-bassins, notamment dans les parties amont, peu de points de mesure existent. Ainsi, les stations de mesure des débits disponibles sur ce bassin (excepté sur le bassin de la Dunière qui sera étudié ensuite), télétransmises, sont les suivantes, de l'amont vers l'aval :

- le Lignon aux Vastres [Pont Marie] (K0403020) ;
- le Lignon au Chambon sur Lignon [1] (K0403010, $z = 924\ m$, $S = 139\ km^2$) : jusqu'à cette station, la longueur parcourue est 35,2 km et la pente moyenne du cours d'eau est donc 17 m/km.
- le Lignon à Yssingeaux [Barrage de Lavalette] (K04333010, $S = 350\ km^2$, $z = 810\ m$) qui est une station gérée par EDF.

1. C'est cette station qui est utilisée pour le Lignon dans cette étude

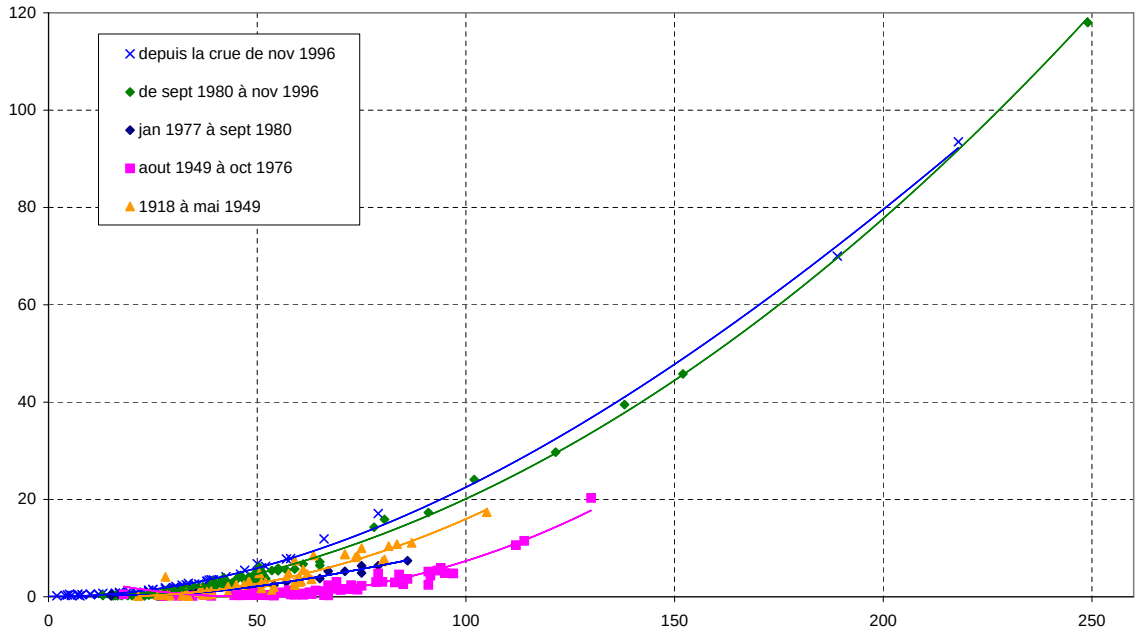


FIG. A.52 – *Relation hauteur (cm, en abscisses) – débit ($m^3.s^{-1}$, en ordonnées) pour le Lignon au Chambon sur Lignon.*

Il existe également des échelles de mesures des hauteurs d'eau à Tence (en amont du barrage de Lavalette) et à Pont de Lignon ($z = 466\ m; S = 700\ km^2$), juste en amont de la confluence avec la Loire, dont on retrouve trace dans les études antérieures.

La relation hauteur-débit au Chambon sur Lignon (*cf.* FIG.A.52) montre des fluctuations importantes qui peuvent être liées à l'ancienneté des mesures (depuis 1918). Si on ne considère que les jaugeages réalisés depuis 1977, il convient de noter que la relation hauteur-débit a subi une modification importante suite à la crue de septembre 1980. Le débit maximal jaugé est 130 m^3/s.

L'observation de la chronique des débits mesurés au Chambon sur Lignon (*cf.* FIG.A.53) montre que, ce bassin très réactif, comporte de nombreux épisodes de crues. Cet affluent de la Loire joue souvent un rôle non négligeable dans les crues importantes, dont le scénario le pire est une concomitance entre les crues de la Loire et du Lignon.

Les caractéristiques des épisodes sélectionnés au Chambon-sur-Lignon (*cf.* FIG.A.54) montrent que seulement un quart des épisodes ne peuvent être exploités. Ce nombre assez faible d'épisodes à rejeter peut être expliquer à la fois par l'ancienneté de la station (qui existait déjà en 1977) et par l'important travail de dépouillement et de numérisation des hydrogrammes de crues par Grelat (2002) au cours de sa thèse. Parmi les épisodes exploitables, environ un quart ne correspondent ni à un épisode intéressant du point de vue des pluies, ni du point de vue de la réaction des débits. Cependant, on conserve un nombre important (87) d'épisodes pour lesquels la réaction des débits est significative, dont les 3/4 correspondent à une pluie intense.

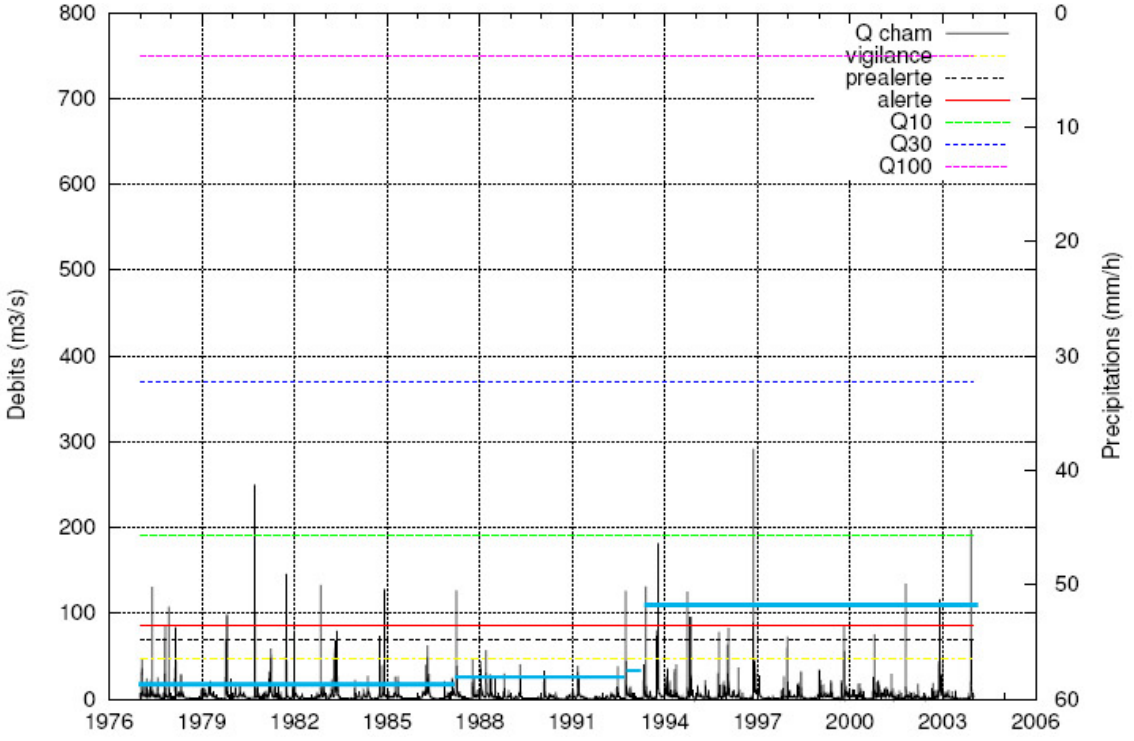


FIG. A.53 – *Ensemble des débits du Lignon au Chambon-sur-Lignon. Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

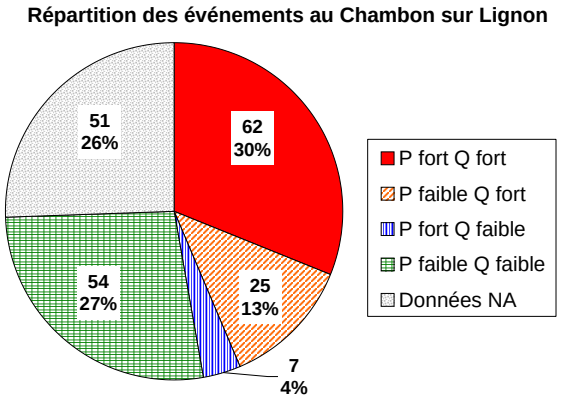


FIG. A.54 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Chambon.*

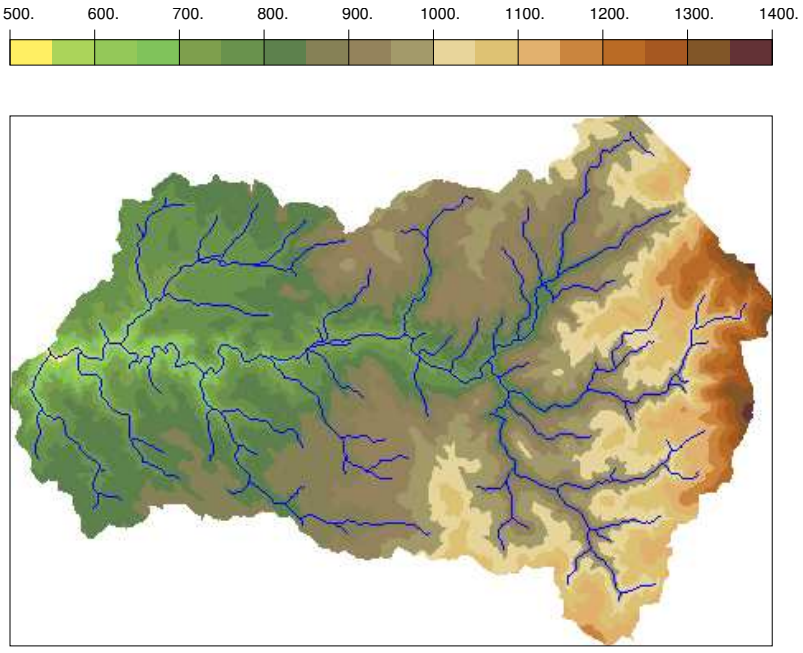


FIG. A.55 – *Topographie et hydrographie de la Dunière à Vaubarlet.*

La Dunière Peu avant sa confluence avec la Loire, le Lignon est rejoint par la Dunière (S=235 km^2). Ce cours d'eau prend sa source sur le Massif du Pilat à environ 1 100 m d'altitude. Elle parcourt presque 38 km dont la partie aval est constituée de gorges très encaissées à peu près à partir de la ville de Dunières pour rejoindre le Lignon à une altitude de 512 m. Ainsi la pente moyenne de ce cours d'eau est de 15 m par km.

La Dunière est uniquement jaugée à Dunières (K0454020) à l'amont et à Vaubarlet, près de Sainte-Sigolène, plus à l'aval (K0454010 ; S=228 km^2, z=581 m). Les principaux affluents de la Dunière sont : sur la partie la plus amont, les Ruisseaux de St-Meyras et des Combes tous deux arrivant en rive gauche ; ensuite, venant un peu plus du sud et de l'est, les ruisseaux de Clavas et de St-Julien la rejoignant également en rive gauche ; le Chansou rejoint la Dunière en rive droite peut avant Vaubarlet.

Au plan géomorphologique, ce bassin occupe essentiellement le plateau de Sainte-Sigolène qui est la moitié est d'un plus vaste plateau cristallin comprenant ce premier plateau ainsi que le plateau de Tiranges et Valprivas, et incisé par le cours de la Loire. Le plateau de Sainte-Sigolène a une altitude moyenne de 750-850 m et une pente modérée en direction de la Loire à l'ouest. Le substratum de ce bassin est essentiellement granitique (complexe granitique du Velay oriental), même si au sud-est du bassin des gneiss peuvent être rencontrés et au nord-est la série volcano-sédimentaire du Pilat permet elle aussi la présence de gneiss.

Du point de vue de l'occupation des sols, le bassin de la Dunière est relativement peu cultivé, et des forêts dominent ainsi qu'un certain nombre de zones urbanisées (*cf.* FIG.A.51 page 339).

La courbe de tarage à Vaubarlet (FIG.A.56) montre des fluctuations importantes dans la relation hauteur-débit, ce qui peut être dû à la fois au fait de remonter à des jaugeages anciens (depuis 1944) et également à l'effet de zoom du fait des faibles valeurs maximales jaugées (moins de 15 $m^3.s^{-1}$). Cependant, même si on ne considère que les jaugeages récents (depuis 1978), les fluctuations semblent importantes.

La chronique de l'ensemble des débits depuis 1977 à Vaubarlet (FIG.A.57) montre que le seuil de vigilance à 40 $m^3.s^{-1}$ a été dépassé un peu plus d'une dizaine de fois, alors que le débit décennal à 100 $m^3.s^{-1}$ a été atteint deux fois au cours de cette période (en novembre 1996 et en décembre 2003). Si on met ces mesures en rapport avec les jaugeages réalisés, il est possible de se rendre compte du nombre important de fois, où on est en extrapolation de la courbe de tarage.

Les caractéristiques des épisodes sélectionnés pour la Dunière à Vaubarlet (FIG.A.58) montre que plus de la moitié des épisodes ne peuvent être sélectionnés, alors que la station a fonctionné sur l'ensemble de la période d'étude. Ceci est dû, encore une fois, à la mauvaise qualité des données de débits (données moyennes journalières au lieu de données instantanées). Parmi les épisodes restants à peu près la moitié concernent une réaction notable du point de vue des débits. On peut également noter que pour ce bassin, environ un tiers des épisodes reflètent une inadéquation entre l'amplitude des pluies et des débits.

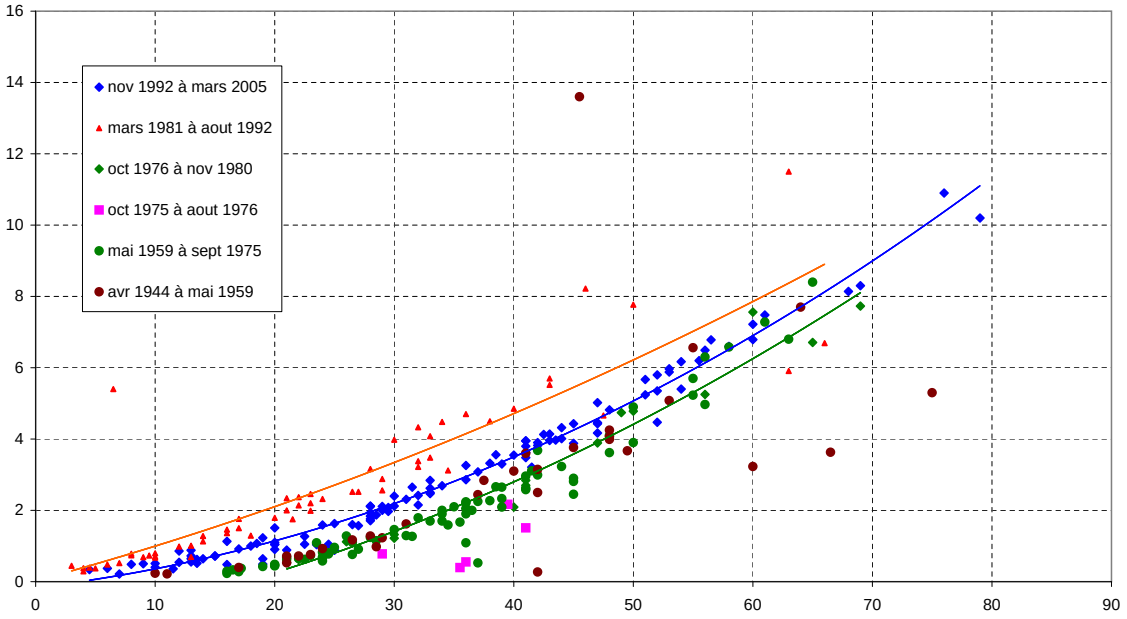


FIG. A.56 – *Relation hauteur (cm, en abscisses) – débit ($m^3.s^{-1}$, en ordonnées) pour la Dunière à Vaubarlet.*

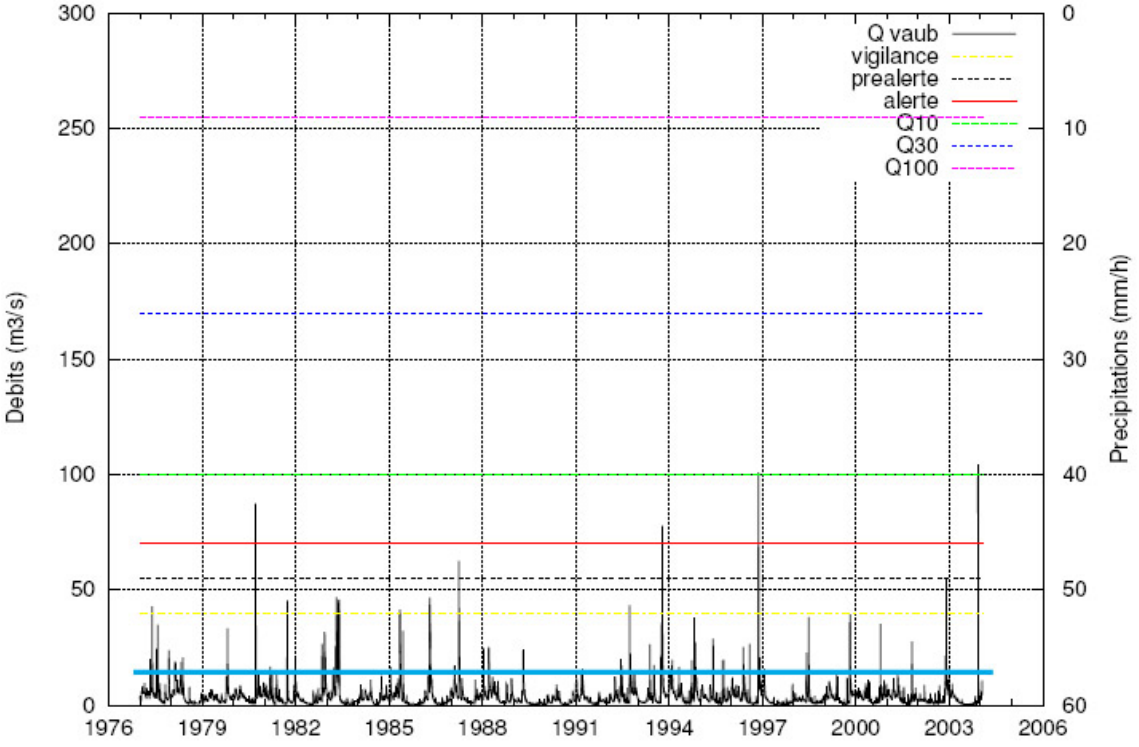


FIG. A.57 – *Ensemble des débits à Vaubarlet. Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

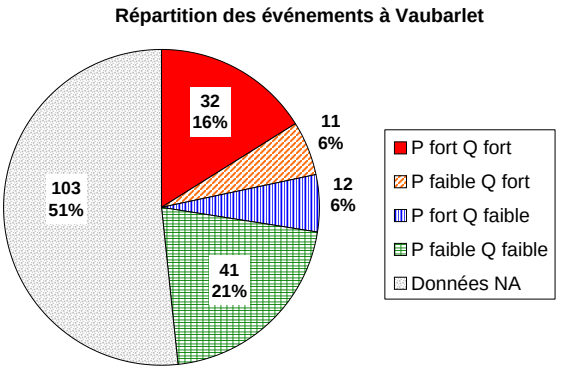


FIG. A.58 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Vaubarlet.*

A.2.3.10 L'Ance du Nord

A environ un kilomètre à l'amont de la station de Bas-en-Basset se trouve la confluence avec l'Ance (ou Ance du Nord) qui est une rivière venant du Forez, situé au nord. Son axe d'écoulement principal est la direction NNW-SSE qui correspond à la direction dominante du réseau de fractures du Massif du Velay , cet axe d'écoulement dévie près de la confluence en NW-SE puis finalement en W/E avant de rejoindre la Loire. L'Ance prend sa source à une altitude d'environ 1420 *m* NGF pour une altitude à la confluence, après un parcours de 72 km, d'environ 450 *m* NGF, soit une pente moyenne d'environ 13 m/km. Elle draine un bassin versant de 551 km^2 de forme très allongée dans la direction nord/sud (environ 10 km de large pour 40 km de long en moyenne) ce qui est traduit en partie par l'indice de compacité (1.73).

Sur la partie tout à fait à l'amont, les pentes peuvent être très fortes (jusqu'à 25%), puis les pentes diminuent et le lit majeur s'élargit parcourant une alternance de vallées peu encaissées et de plateaux, pour finalement se resserrer à partir de Laprat et disparaître dans de véritables gorges, très encaissées, et ce jusqu'à la confluence avec son principal affluent l'Andrable, juste avant la confluence avec la Loire. L'Andrable rejoint l'Ance en rive gauche et traverse, tout comme l'Ance, des gorges très encaissées sur la partie aval de son parcours. Les principaux affluents de l'Ance sont, de l'amont vers l'aval, la Lignonne (RD), le Chandieu (RG), l'Andrable (RG) et, juste avant la confluence avec la Loire (le Combarioux (RG).

D'un point de vue géomorphologique, il s'agit d'un plateau cristallin plus ou moins profondément incisé par l'Ance. Le plateau de Tiranges et de Valprivas autour de 900 à 1000 m d'altitude représente la terminaison méridionnale des Monts du Forez. Il s'arrête pour *« plonger »* sur le bassin tertiaire de Bas-en-Basset.

Ce bassin de l'Ance est intégralement constitué de granites (massif granito-migmatique du Velay), même si l'évolution tectonique récente du Velay a permis la présence d'édifices volcaniques : plateau volcanique de St-Julien d'Ance, petits édifices de taille hectométrique répartis assez uniformément. Des formations superficielles (altération en arènes granitiques) sont répandues sur les terrains granitiques et métamorphiques. Elles peuvent masquer la roche en place, surtout sur les plateaux. Leur épaisseur peut beaucoup varier, même sur de courtes distances : elle peut atteindre 1 à 3 m, rendant ainsi possible la présence d'aquifère dont la superficie dépend de la topographie locale, très vallonnée. Des formations sédimentaires sont également présentes notamment sur le petit bassin à l'est de Saint-Julien d'Ance avec des dépôts localement épais. D'autre part, Yonnet (2003) note que *« Ce bassin se caractérise également par la nature du lit de l'Ance (à Sauvessanges) qui contraste avec les terrains rencontrés précédemment [sur les autres bassins amont de la Loire :* i.e. *les bassins de la Loire à Goudet, de la Gazeille, du Lignon du Velay]. Le matériau granitique est moins grossier et beaucoup plus facilement transportable lors d'une crue. »*

L'utilisation des sols (*cf.* FIG.A.59) montre que les forêts (bois de feuillus et de résineux) et l'agriculture (herbages, cultures fourragères) se partagent équitablement le bassin, quasiment sans créer de zones où un des deux types d'utilisation domine largement.

D'un point de vue hydrologique, des données de débits existent aux stations de Sauvessanges (K0513010, 178 km^2 sur les 551 km^2 du cours d'eau) et de Laprat (réseau EDF, K0523010, 354 km^2), mais n'ont pas été utilisées au cours de la présente étude. Il est possible d'ajouter la remarque de Yonnet (2003) : *« La contribution du bassin lors d'évenement exceptionnels est généralement faible. »*

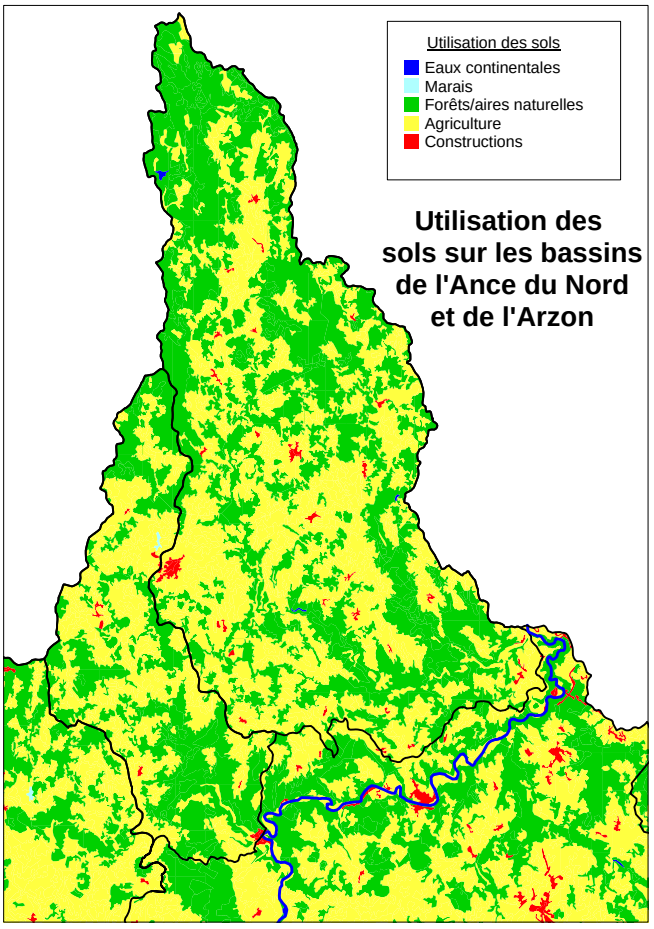


FIG. A.59 – *Usages des sols sur la partie nord-ouest du bassin.*

A.2.3.11 La Loire à Bas-en-Basset

Le bassin de la Loire à Bas-en-Basset représente une superficie de 3234 km^2. Il regroupe tous les sous-bassins vus précédemment. Le réseau hydrographique est bien développé avec des cours d'eau en grand nombre et assez diversifiés. La station de Bas-en-Basset est située à une altitude de 443 *m*, pour une altitude maximale sur le bassin, de 1753 *m* au Mont Mézenc. Il faut noter que tout au long de son cours la Loire est entravée de petits barrages créant des zones de retenues locales. Il est possible de citer celles qui se trouvent à la hauteur de Cussac sur Loire puis à partir de Volhac, autour de Coubon ; à Brives Charensac ; à Lavoûte sur Loire ; à l'amont et à l'aval de Vorey sur Arzon, à Retournac ; à l'aval de Bas-en-Basset.

D'après Dacharry (1974), le substratum est composé de granite (64 %) de basaltes (27 %) et d'alluvions récentes (9%). Ceci est approximativement confirmé par l'ensemble des cartes géologiques (*cf.* FIG.2.2 page 28).

La relation hauteur-débit à Bas-en-Basset (*cf.* FIG.A.61) montre qu'il y a vraisemblablement eu un changement dans la relation hauteur-débit, suite à la crue de septembre 1980 (changement d'échelle ou changement de section). Les jaugeages réalisés avant 1980 montrent que cette crue a été évaluée en complète extrapolation (pas de jaugeage supérieur à 600 m^3/s). La plus fort jaugeage à cette station est de 1800 m^3/s et a été réalisé dans les années récentes. La chronique des débits à cette station (*cf.* FIG.A.62) montre un dépassement assez fréquent des seuils d'alerte (444 m^3/s) : un peu moins d'une fois par an, en moyenne.

Les caractéristiques pour Bas-en-Basset des épisodes sélectionnés (*cf.* FIG.A.63) montrent qu'environ un tiers des épisodes est inexploitable à cause des données, un second tiers concerne des épisodes pour lesquels ni la pluie, ni les débits ne semblent particulièrement élevés. On peut cependant noter que le nombre d'épisodes pour lesquels la réactivité des débits est importante reste significatif : 55 épisodes.

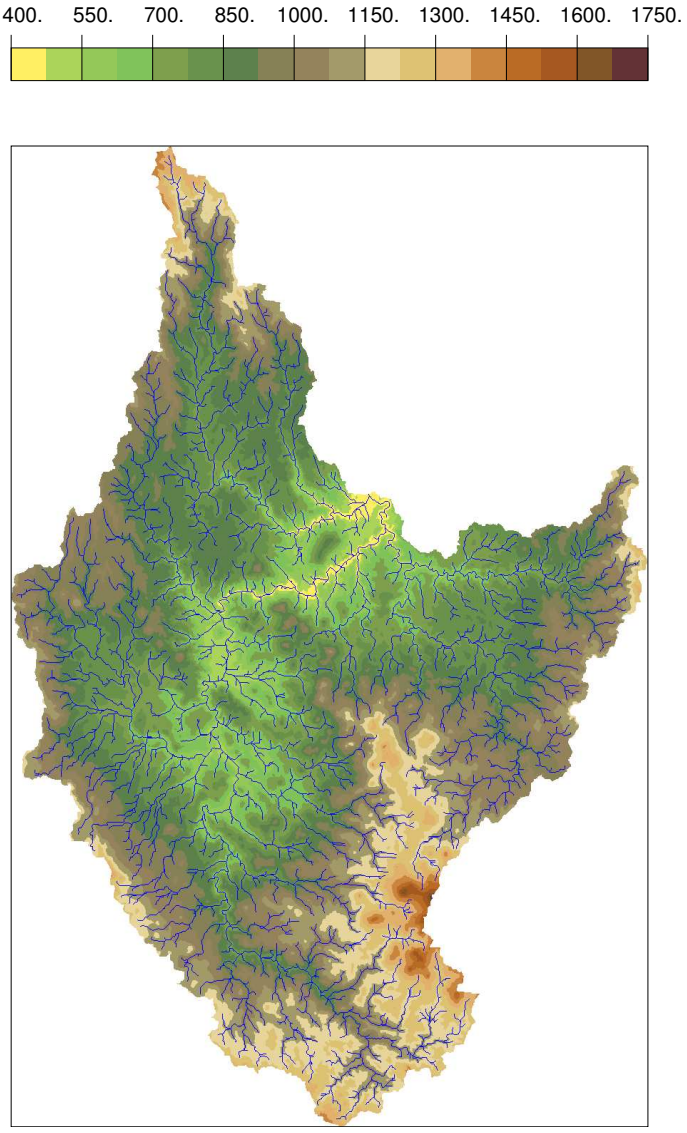


FIG. A.60 – *Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Bas-en-Basset.*

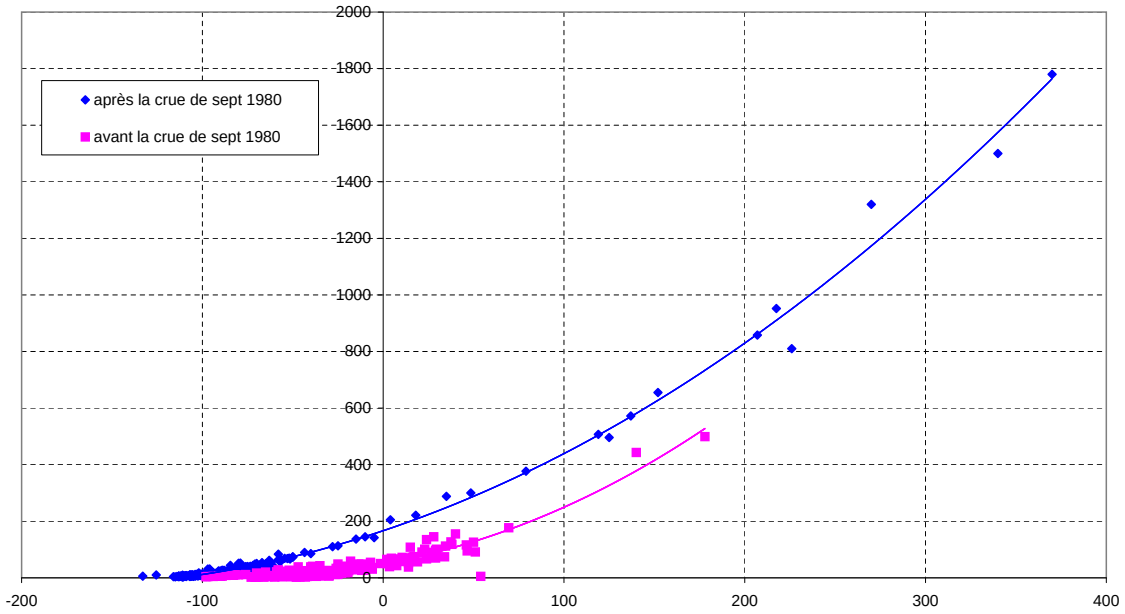


FIG. A.61 – *Relation hauteur (cm, en abscisses) – débit ($m^3.s^{-1}$, en ordonnées) pour la Loire à Bas-en-Basset.*

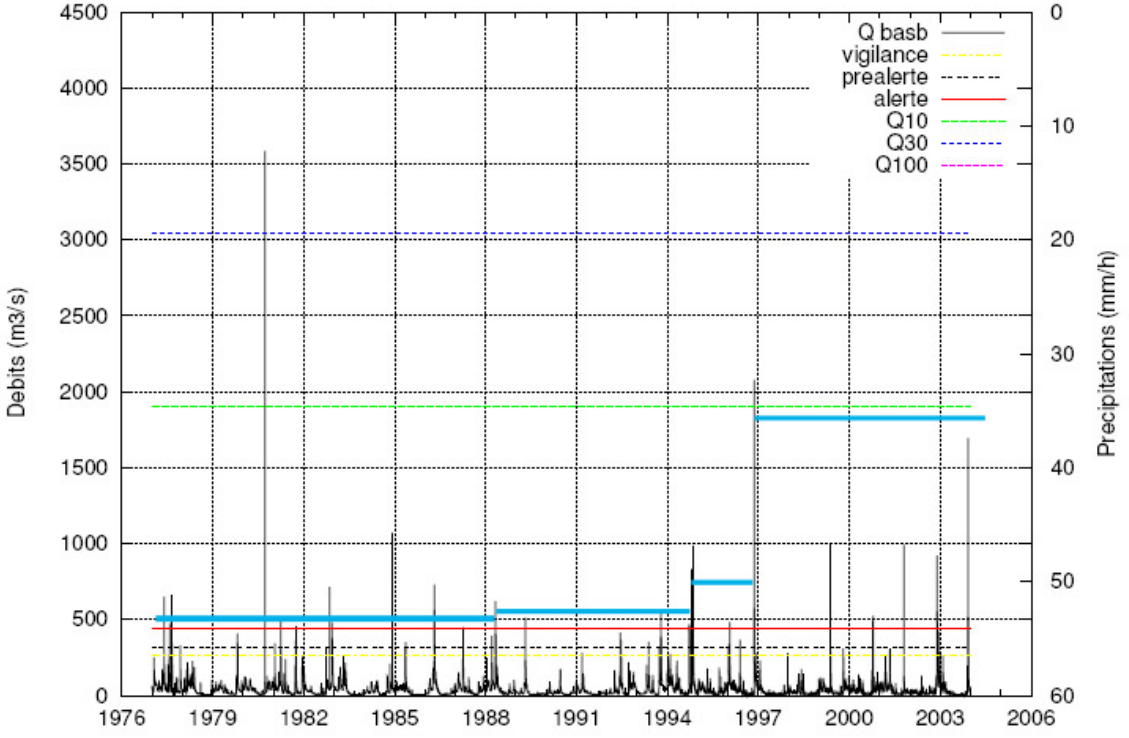


FIG. A.62 – *Ensemble des débits de la Loire à Bas-en-Basset (1977-2003). Une ligne épaisse indique à chaque instant le plus haut niveau des jaugeages réalisé jusqu'à présent sur cette station.*

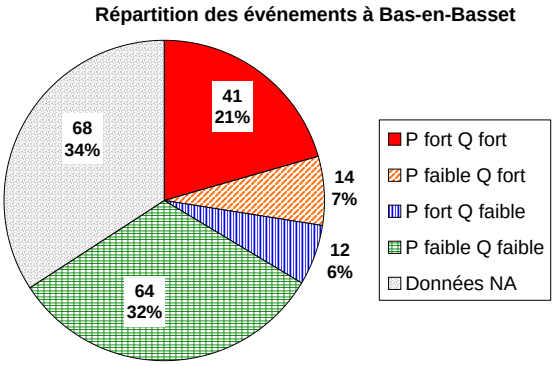


FIG. A.63 – *Caractéristiques des crues sélectionnées à Bas-en-Basset.*

A.3 Les données

A.3.1 Le réseau de mesure

A.3.1.1 Le réseau CRISTAL

Une *« station »* est composée d'un ou pusieurs capteurs (au sens général : limnigraphe et/ou pluviographe), d'un système de télétransmission qui recueille les données fournies par les capteurs et d'une alimentation électrique.

Le premier réseau, CRISTAL1, a été mis en place à partir de 1984. Les stations de télétransmission sont des stations « AEROSPATIALE ». Les données (un cumul depuis la dernière interrogation, dans le cas des données de pluie) sont recueillies de manière instantanée (car les données ne peuvent être stockées dans l'appareil) par les utilisateurs, dans un ordre prédéfini (le cycle commence un peu avant l'heure ronde), puis ont lieu des cycles de secours en cas d'échec de transmission. Les données sont toutes datées de l'heure légale la plus proche : c'est-à-dire qu'une donnée datée «14h00» peut correspondre à une donnée transmise dans l'intervalle [13h50-14h30]. Les fréquences d'interrogation sont les suivantes : pour le CGCE (Centre de Gestion des Crues et des Étiages à la DIREN Orléans), 4h en période normale et 2h en cas d'événement; pour le SAC 43, 4h et 1h. Ce sont les stations les plus anciennes, celles qui n'ont pas encore été remplacées continuent de fonctionner.

Entre 1999, ce réseau a été progressivement (et partiellement car des stations AEROSPATIALE continuent de fonctionner) remplacé par le réseau CRISTAL2 dont les données sont datées en heure TU non arrondie. Les stations sont des "PLQ2000" (dont le fournisseur est Centralp). Elles transmettent une information plus complexe : les postes enregistrent les pluies à un pas de temps de 10 minutes. Lors d'une interrogation, une trame sur 24 heures est transmise (un pas de temps de 10 minutes pour les deux dernières heures, puis 30 minutes sur les 4 heures suivantes, puis des cumuls horaires). Si on interroge la station à temps intermédiaire (à 12h29), la donnée reçue sera celle du dernier pas de temps enregistré (12h20) et datée comme telle. Les dernières stations (opale) sont enregistrées puis collectées (collecte en quasi temps réel possible), avec l'heure (hh:mm) de mesure de la donnée.

La transmission a lieu, selon les stations, par téléphone ou par radio. Les pluviographes sont tous des Précis Mécanique. Les liminimètres sont, pour la plupart, des capteurs à prise de pression (LPN) mais il y a aussi des radars et quelques flotteurs qui subsistent.

A.3.1.2 Sources d'erreurs des mesures pluviographiques à augets basculeurs

Il est possible de distinguer les erreurs selon leur origine (Cette synthèse a été réalisée d'après Faure *et al.* (1994) et Grelat (2002).) :

1. Erreurs dues à l'environnement de l'appareil :
   - mauvaise implantation de l'appareil => sous-estimation selon le vent ;
   - influence du vent sur le pouvoir de captation => sous-estimation selon le vent ;
2. Erreurs dues à l'appareillage :
   - évaporation ou évacuation par le vent des précipitations stockées dans le cône => sous-estimation plus importante pour les faibles intensités et lorsque le cône est encombré de corps étrangers (feuilles, fientes d'oiseaux, ...) ;
   - mise en charge de l'eau dans l'entonnoir par obturation ou par diamètre trop faible du conduit d'écoulement => retard dans l'enregistrement des précipitations pouvant être suivi d'intensités importantes s'il se produit un débouchage brutal et étalement des pics d'intensités les plus importants ;
   - perte d'eau entre entonnoir et augets => sous-estimation des intensités ;
   - sur-remplissage des augets lié au temps de basculement et augmentant avec l'intensité des précipitations => sous-estimation des fortes intensités (voire surestimation des faibles intensités selon le tarage) ;
   - mauvais basculement des augets : temps de basculement augmenté, vidange incomplète, blocage complet => sous-estimation des intensités pouvant aller jusqu'à l'arrêt de l'enregistrement en cas de blocage ;
   - mauvais comptage des basculements => sous-estimation des intensités ;
3. Erreurs dues à l'enregistrement des mesures :
   - problème de réglage des horloges pour les données télétransmises ;
   - blocage du stylet pour les enregistreurs graphiques à tambour => sous-estimation des intensités
   - décalage de la base de temps, fréquent pour des enregistreurs à tambours (enregistrement graphique papier) => erreur fonction de la variabilité temporelle (gradient) des intensités de précipitations ; pour des intensités constantes, pas d'erreur.
   - erreur au dépouillement des enregistrements dans le cas d'enregistreurs sur papier => intervenant surtout lors de fortes intensités (*cf.* FIG.3.7)

A.3.2 Les données de précipitations

A.3.2.1 Les stations de mesure des précipitations

Comme cela a été vu, plusieurs réseaux sont disponibles sur les bassins de la Loire supérieure pour la période d'étude. Ces stations sont référencées dans les tableaux suivants : TAB.A.2 et TAB.A.3 pour les données horaires (postes pluviographiques); les sources de données journalières (postes pluviométriques) sont listées dans le tableau TAB.A.4. Les dates de début et de fin reportées n'indiquent pas le début et la fin de fonctionnement de la station, mais seulement les dates de début et de fin de la série dont nous disposons.

Code	Nom	X	Y	début	fin
K000991	Ste Eulalie	746 530	1 980 620	18/05/1995	31/12/2003
K002991	Lac d'Issarlès	736 880	1 981 790	01/05/1995	31/12/2003
K010002	Goudet 2	725 290	1 988 840	18/05/1995	31/12/2003
K010991	Cayres	716 030	1 992 230	01/01/1977	31/12/2003
K011991	Monastier	730 330	1 995 220	01/01/1977	31/12/2003
K021991	Machabert	740 550	1 999 280	05/11/1985	31/12/2003
K025991	Le Puy Chadrac	722 000	2 007 000	24/11/1983	31/12/2003
K035991	Mortessagne	734 950	2 017 780	18/04/2002	31/12/2003
K040302	Chambon sur Lignon	754 750	2 008 290	01/01/1998	31/12/2003
K040991	Fay sur Lignon	748 970	2 000 100	01/01/1977	31/12/2003
K041991	St Jeures	748 370	2 009 660	15/05/2001	31/12/2003
K045991	Montfaucon en Velay	755 970	2 023 000	30/03/2000	31/12/2003
K052991	Viverols	721 700	2 049 230	17/05/1995	31/12/2003
K055991	Bas-en-Basset 3	739 240	2 035 410	01/01/1977	31/12/2003
K056991	St Genest Malifaux	763 530	2 040 420	09/09/1999	31/12/2003
K061402	Pas de Riot	766 150	2 044 270	15/12/1999	31/12/2003
K201082	Rogleton	724 050	1 958 200	31/10/1985	31/12/2003
K204991	Lanarce	732 480	1 970 750	01/01/1977	31/12/2003
K207082	Langogne 2	720 530	1 971 800	23/10/1986	31/12/2003
K207501	Naussac barrage	717 960	1 972 990	27/05/1999	31/12/2003
K226991	Fix-Saint-Geneys	704 580	2 016 900	01/01/1977	31/12/2003
K231991	Vedrines-St-Loup	674 500	2 008 300	24/09/1999	31/12/2003
K234991	La Chaise Dieu	706 670	2 036 750	27/05/1999	31/12/2003
K286991	Valcivières	713 700	2 066 600	25/09/2000	31/12/2003

TAB. A.2 – *Stations pluviographiques du réseau CRISTAL.*

Code	Nom	X	Y	début	fin
07154003	Mazan l'Abbaye	741 900	1 973 000	01/01/1994	31/12/2003
43046001	Chadrac	722 700	2 007 400	01/01/1994	31/12/2003
43062001	Chaspuzac	712 300	2 009 200	01/01/1994	31/12/2003
43091003	Les Estables	743 700	1 991 900	01/01/1994	31/12/2003
43093001	Félines	710 300	2 030 300	01/01/1994	31/12/2003
43095001	Fix-Saint-Geneys	704 500	2 017 100	01/01/1994	31/12/2003
43111002	Landos	719 200	1 985 500	01/01/1994	31/12/2003
43130002	Mazet-Saint-Voy	750 100	2 005 400	01/01/1994	31/12/2003
43137003	Monistrol sur Loire	748 700	2 036 900	01/01/1994	31/12/2003
43150001	Le Pertuis	735 700	2 012 300	01/01/1994	31/12/2003
43157001	Le Puy en Velay	722 300	2 005 900	01/01/1994	31/12/2003
43268001	Yssingeaux	740 600	2 016 300	01/01/1994	31/12/2003
EDF3002	Sainte Eulalie	746 500	1 980 600	01/01/1983	31/12/2002
EDF3009	Usclades et Rieutord	744 200	1 976 600	01/01/1983	31/12/2002
EDF3018	Lac d'Issarlès	737 700	1 981 800	01/01/1983	31/12/2002

TAB. A.3 – *Autres données de précipitations horaires recueillies.*

Code	Nom	X	Y	début	fin
43003001	Allegre	708 600	2 023 600	1954	2004
43004001	Alleyrac	730 400	1 989 200	1954	2004
43037001	Bouchet-Saint-Nicolas	714 800	1 988 900	1954	2004
43042001	Cayres	716 000	1 992 600	1956	2004
43071001	Chomelix	717 000	2 030 100	1954	2004
07075001	Cros de Géorand	739 800	1 977 200	1954	2004
43091003	Estables	743 700	1 991 900	1954	2004
43092001	Fay-sur-Lignon	748 970	2 000 100	1954	1990
43095001	Fix-Saint-Geneys	704 500	2 017 100	1954	2004
07105001	Issanlas	730 300	1 976 000	1954	2004
07119001	Issarles	737 700	1 981 800	1954	2004
07154003	Mazan	741 900	1 973 000	1954	2004
43135001	Monastier-sur-Gazeille	729 700	1 994 700	1954	2004
43137003	Monistrol sur Loire	748 700	2 036 900	1954	2004
43200001	Saint-Julien Chapteuil	735 600	2 005 600	1955	2004
43211001	Saint-Maurice de Lignon	742 200	2 028 900	1954	2004
43212001	Saint-Pal de Chalençon	726 900	2 041 200	1959	2004
43215001	Saint-Paul de Tartras	721 100	1 979 200	1954	2004
43216001	Saint-Paulien	716 200	2 016 000	1954	2004
07204005	St-Agreve	762 700	2 004 200	1954	2004
43244003	Tence	754 800	2 014 600	1954	2004
43246001	Tiranges	730 900	2 030 700	1954	2004
63465001	Viverols	720 800	2 049 000	1954	1994
43268005	Yssingeaux	740 600	2 016 300	1954	2004

TAB. A.4 – *Données de précipitations journalières disponibles.*

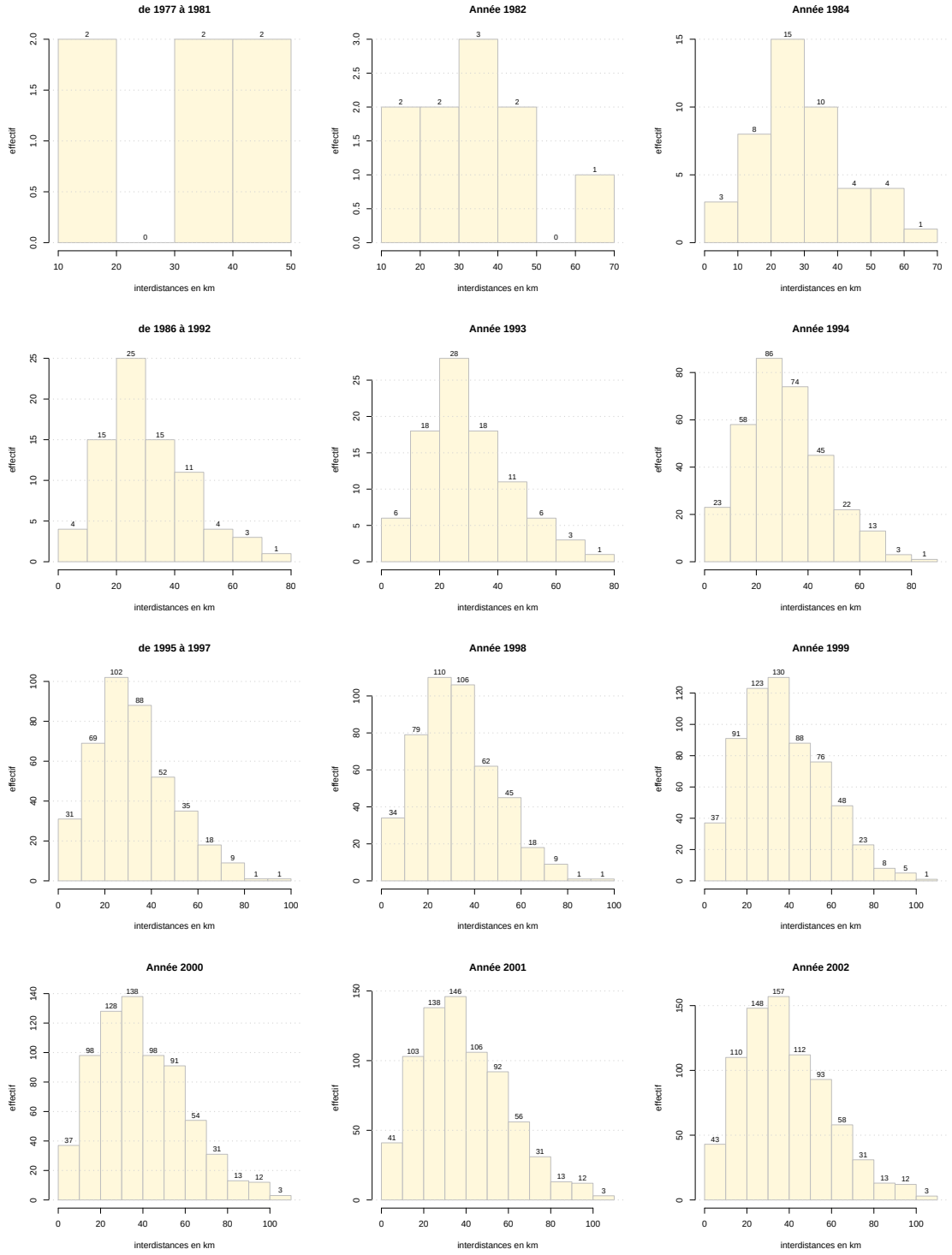


FIG. A.64 – *Histogrammes des interdistances entre les pluviomètres horaires : évolution selon la densité du réseau.*

A.3.2.2 Disponibilité des données

Selon l'année de travail, les stations de mesures (de données de débits et/ou de pluie) sont plus ou moins nombreuses (*cf.* FIG.A.65). Nous avons donc affaire à un réseau qui évolue au cours du temps, comme cela est souvent le cas [1]. Par exemple, en 1979, les données de seulement 4 postes hydrométriques et de 6 postes pluviographiques sont disponibles ; en 2002, on a accès aux données de 11 postes hydrométriques et 40 postes pluviographiques.

		date_deb	date_fin	1977	1982	1983	1984	1985	1986	1990	1994	1995	1998	1999	2000	2001	2002	2003
7154005	MAZAN	1994	2003															
43046001	CHADRAC	1994	2003															
43062001	CHASPUZAC	1994	2003															
43091002	LES ESTABLES	1994	2003															
43093001	FELINES	1994	2003															
43095001	FIX ST GENEYS	1994	2003															
43111002	LANDOS	1994	2003															
43130002	MAZET	1994	2003															
43137003	MONISTROL	1994	2003															
43150001	LE PERTHUIS	1994	2003															
43157004	LE PUY	1994	2003															
43268005	YSSINGEAUX	1994	2003															
1K000991	STE EULALIE	1995	2003															
1K002991	ISSARLES LAC	1995	2003															
1K010002	GOUDET	1984	2003															
1K010991	CAYRES	1977	2003															
1K011991	MONASTIER	1977	2003															
1K021991	MACHABERT	1986	2003															
1K025991	PUY CHADRAC	1983	2003															
1K035991	MORTESSAGNE	2002	2003															
1K040301	CHAMBON SUR LIGNON	1998	2003															
1K040991	FAY-SUR-LIGNON	1977	2003															
1K041991	ST-JEURES	2001	2003															
1K045991	MONTFAUCON EN VELAY	2000	2003															
1K052991	VIVEROLS	1995	2003															
1K055991	BAS EN BASSET	1977	2003															
1K056991	ST-GENEST-MALIFAUX	1999	2003															
1K061402	PAS DE RIOT	1999	2003															
1K201082	ROGLETON	1985	2003															
1K204991	LANARCE	1977	2003															
1K207082	LANGOGNE	1986	2003															
1K207501	NAUSSAC BARRAGE	1999	2003															
1K226991	FIX ST GENEYS	1977	2003															
1K231991	VEDRINES ST LOUP	2000	2003															
1K234991	LA CHAISE DIEU	1999	2003															
1K286991	VALCIVIERES	2000	2003															
EDF3002P	STE EULALIE	1983	2002															
EDF3009P	USCLADES ET RIEUTORD	1983	2002															
EDF3018P	LAC D'ISSARLES	1983	2002															

K0100020	GOUDET	1982	2003															
K0114020	BESSEYRE	1990	2003															
K0120020	COUBON	1998	2003															
K0214010	PANDREAUX	1998	2003															
K0253020	ESPALY	1985	2003															
K0260010	CHADRAC	1977	2003															
K0403010	CHAMBON	1977	2003															
K0454010	VAUBARLET	1977	2003															
K0550010	BAS-EN-BASSET	1977	2003															
EDFH2803	CROS DE GEORAND	1983	2002															
EDFH2085	RIEUTORD	1983	2002															

FIG. A.65 – *Disponibilité des données pluviographiques et hydrométriques selon les années : les lacunes ne sont pas représentées, l'année 2004 n'est disponible que jusqu'au mois de septembre compris.*

1. Plusieurs des postes Météo-France existent avant 1994 : cette date correspond à celle du début de la période des données achetées pour cette étude

A.3.2.3 Contrôles des données de précipitations

Les études et contrôles suivants sont les annexes de la partie 3.2.3, page 63. Les tests qui vont être décrits ci-dessous sont les suivants :

- Évolution des valeurs annuelles ponctuelles
- Cohérence des pluies ponctuelles annuelles interannuelles avec les valeurs de la littérature
- Contrôle sur le gradex des pluies ponctuelles
- Cohérence spatiale des données ponctuelles mensuelles
- Cohérence spatiale des données ponctuelles annuelles interannuelles

Cette partie sur le contrôle des pluies ponctuelles sera suivie, page 370, par un contrôle sur les pluies de bassins.

Analyse et contrôle de l'évolution des valeurs annuelles ponctuelles Une première analyse consiste à tracer l'évolution des cumuls annuels des postes pluviographiques horaires de cette étude (FIG.A.66). La moyenne annuelle se situe entre 500 et 1 500 mm, selon le poste et l'année. Ce tracé permet de visualiser les valeurs pour chaque poste, notamment les valeurs maximales et minimales – qui peuvent parfois sembler étrangement fortes ou faibles. On peut noter certaines valeurs très élevées (supérieures à 2 500 mm par an) pour certains postes – par exemple en 1996 pour les postes suivants : EDF3009P (Uscladès), Lanarce, 07154005 (Mazan), K002991 (Issarlès). L'origine de ces fortes valeurs peut être soit une augmentation de la pluviométrie au cours de ces années, soit des erreurs au niveau des postes de mesure. Lorsque cela se produit pour des données d'origines différentes (stations EDF, Météo-France et Cristal) comme c'est le cas en 1996, cela incite à penser que ces valeurs sont liées à une augmentation de la pluviométrie au cours de cette année-là. Lorsque ce n'est pas le cas, et que des faits similaires sur de fortes valeurs n'apparaissent que sur un nombre très limité de stations (une ou deux), comme c'est le cas de 2000 à 2003, cela laisse penser qu'il s'agit d'erreurs de mesure. Les valeurs de cumuls faibles (inférieurs à 600 mm) correspondent quant à eux, en général, à des années et des postes comportant un nombre important de lacunes.

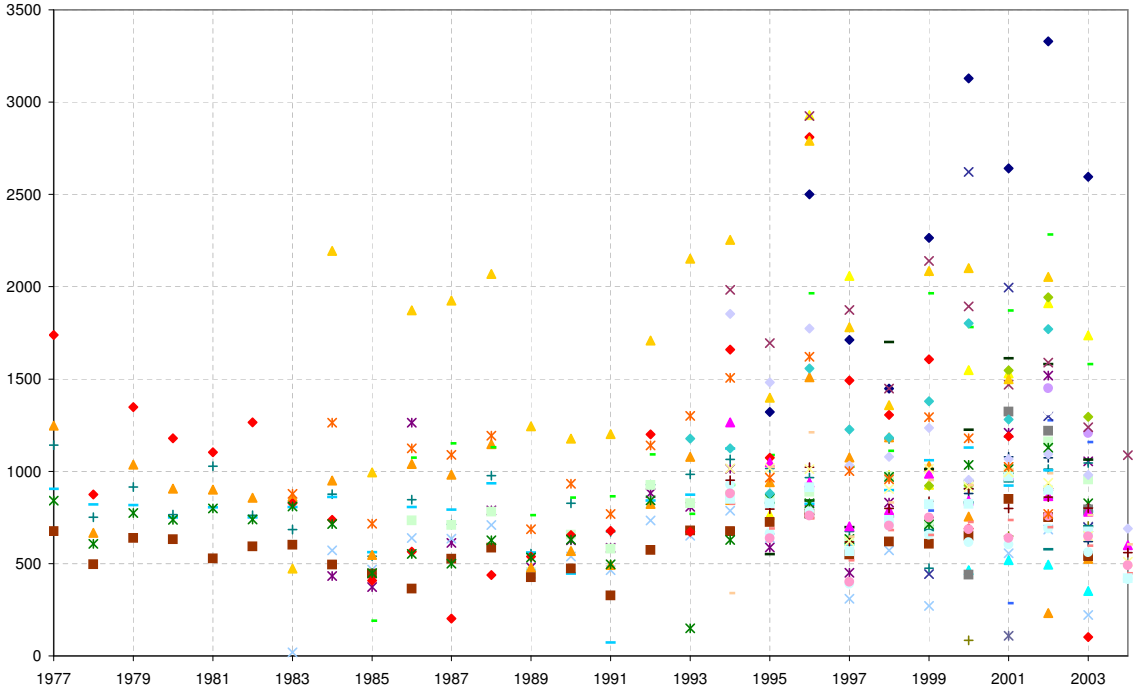


FIG. A.66 – *Évolution des totaux annuels de pluie par poste pluviographique horaire (cumuls en mm) de cette étude (période : 1977-2003).*

Tracer l'évolution des cumuls annuels par poste sur une durée plus longue, et à partir de postes pluviométriques (journaliers) peut permettre de mieux visualiser l'évolution de la pluviométrie – et notamment voir si elle est stationnaire ou non – et quelle est la gamme de variation des cumuls annuels. Cela a donc été fait à partir de 24 postes Météo-France journaliers sur une période de 50 ans : 1954-2004 (FIG.A.67). Pour permettre une interprétation plus aisée, les années comportant trop de lacunes n'ont pas été prises en compte. La série semble relativement stationnaire et étant donnée sa longueur (50 ans), on peut supposer qu'elle reflète la climatologie. Il est possible de noter que si des fluctuations

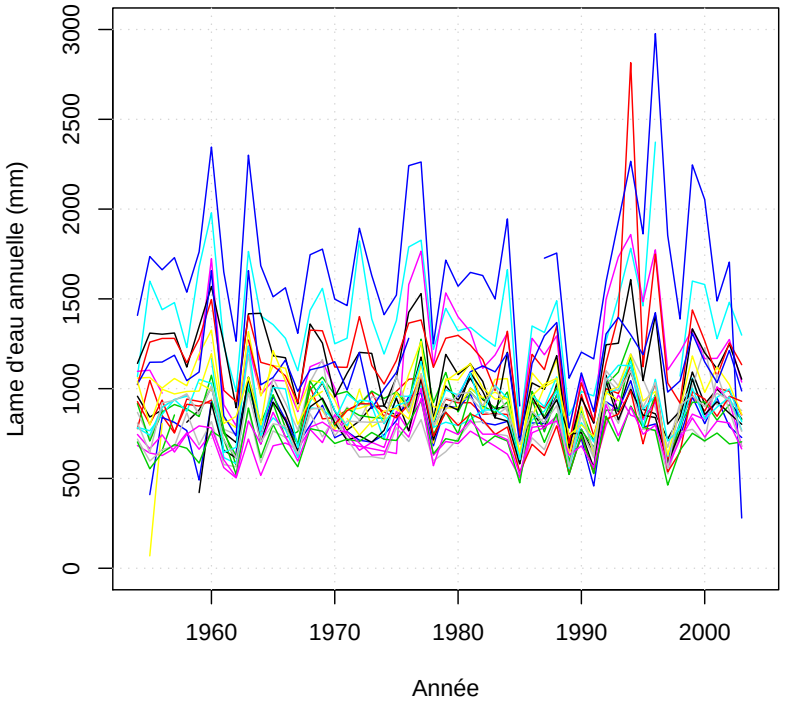


FIG. A.67 – *Evolution des précipitations annuelles au cours du temps à partir des postes du réseau climatologique de Météo-France (période 1954-2004).*

annuelles sont observées, il ne semble pas y avoir de non stationnarité à partir de ce simple tracé, mise à part une augmentation des amplitudes de certains postes les dernières années de la série (le maximum qui était autour de 2 200 mm par an passe à presque 3 000 mm certaines années en fin de chronique) ce qui confirme ce qui avait été noté pour certains postes sur les cumuls évalués à partir de nos données.

Cohérence des pluies ponctuelles annuelles interannuelles avec les valeurs de la littérature

Objectif Comparer d'une part des valeurs annuelles interannuelles calculées à partir de valeurs de pluie ponctuelles horaires et d'autre part des valeurs issues de la littérature ou des valeurs calculées à partir de données journalières (pluviomètres Météo-France) sur une période plus longue (TAB.A.5 page 356) permet de vérifier la cohérence des données, en particulier de ces données horaires pour lesquelles les lacunes sont plus nombreuses qu'au pas de temps journalier, classiquement utilisé dans les études précédentes ou pour décrire la pluviométrie.

Présentation des données *« référence »* Le tableau TAB.A.5 rassemble les différentes estimations de pluies ponctuelles annuelles interannuelles réalisées sur les postes de la Loire Supérieure au cours des 150 dernières années. Les 7 premières colonnes sont des valeurs évaluées ou rapportées par Dacharry (1974) ou Jollois (1881). Les initiales utilisées correspondent aux études suivantes:

ANG : étude de A.Angot 1851-1900 ;
JOL : étude de Jollois 1861-1870 (Jollois, 1881) ;
EST : étude de P.Estienne 1880-1949 ;
GA1 : étude de M.Garnier 1931-1960 ;
EDF : étude EDF 1936-1965 ;
DAC : étude de M.Dacharry 1956-1965 ;
GA2 : étude de M.Garnier 1951-1971 ;

Les deux dernières colonnes rassemblent les données évaluées lors de la présente étude:

- la colonne **M-F** donne les lames d'eau annuelles interannuelles calculées à partir de données journalières Météo-France sur la période 1954-2004 ;
- la colonne **HOR** représente les lames d'eau annuelles interannuelles calculées à partir des données horaires disponibles sur des périodes qui dépendent de la station considérée mais sont comprise dans l'intervalle 1977-2004.

Les données du réseau CRISTAL comportent selon les années et selon les stations, un nombre assez important de lacunes. Pour le calcul de lame d'eau sur les bassins, les lacunes ont été conservées comme telles, car il n'est pas

	Données issues de la littérature							Cette étude	
Station	ANG	JOL	EST	GA1	EDF	DAC	GA2	M-F	HOR [a]
Allegre			868	896		859	874	886	
Alleyrac						805	821	889	
Barges						809	776		
Bas-en-Basset		695							624
le Béage						1107	1107		
Bouchet-St-Nicolas						874	868	856	
Cayres			847	839		868	871	915	883
Chaise-Dieu	780	730	942	889			878		792
Chambon /L			1142				925		980
Chomelix			839		736	794	765	798	
Coubon	666					657	644		
Cros						1470	1398	1397	
Dunières					944	982	965		
Estables	[b]912				1134	1100	1113	1189	*1221*
Fay /L.			1036		1019	1061	1046	993	995
Fix St-Geneys	661		807		833	917	893	894	772-*892*
Issanlas						1300	1249	1144	
Issarles						1211	1170	1208	**1093**-1367
Langogne	858		922			958	941		813
Mazan						1750	1675	1666	*1790*
Mazet						1014	980		926
Monastier			1013		834	855	818	856	841
Monistrol /L.			717		629	642	664	728	780
Passouira					691	760	759		
Pradelles [c]							860		
Puy-Chadrac	685		679	635	622	640	641		626-*670*
Le Puy en Velay [d]	651	671	649				611		*671*
Retournac					694	702	711		
Pas de Riot	1039		1023						1102
Sagnes et Goudoulet							1554		
St-Anthème					1000	1046	1050		
Ste Eulalie			1117			1558	1510	1208	**1425**-1830
St Julien Chapteuil						822	798	892	
St-Julien Molhesabate						972	955		
St Martin de Fugères					776	793	801		
St Maurice de Lignon			658	657	657	710	708	739	
Saint Pal de Chalençon			741				815	825	
St Paul de Tatras						915	868	839	
St Paulien	656	616				690	681	709	
Sanssac l'Eglise			786		707	683	696		
Tence	778	638	903		838	921	989	901	
Tiranges				646	651	722	718	733	
Uscladès						1782	1697		**1753**
Valcivières					1180	1237	1245		1184
Viverols			950	937	945	988	975	933	877
Yssingeaux		831				849	812	860	*899*

TAB. A.5 – *Comparaison des estimations de pluies ponctuelles moyennes interannuelles à partir de différentes études de la littérature.* ***ANG*** *: 1851-1900 ;* ***JOL*** *: 1861-1870 ;* ***EST*** *: 1880-1949 ;* ***GA1*** *: 1931-1960 ;* ***EDF*** *: 1936-1965 ;* ***DAC*** *: 1956-1965 ;* ***GA2*** *: 1951-1971 ;* ***M-F*** *: 1954-2004 ;* ***HOR*** *: données incluses dans tout ou partie de la période 1977-2004.*

[a] Les données en **gras** sont celles calculées à partir des postes EDF, celles en *italique* calculées à partir des postes Météo-France horaires

[b] Valeur à 1535 m d'altitude, les valeurs sont à 1650 m pour cette station

[c] 934 mm lors de l'étude de Sanson : 1891-1930

[d] 643 mm sur la période 1921-1950 cité par Réménérias (1976)

FIG. A.68 – *Pluviomètre (hors service) et pluviographe (EDF) à la station des Estables.*

impératif d'avoir des valeurs en chaque poste pour tous les pas de temps (même si cela ajoute un nouveau calcul des poids de chacun des postes dans le cas de l'utilisation d'une méthode d'interpolation (*cf.* partie 7 page 151). À l'opposé, quand on considère les cumuls ponctuels annuels, les lacunes posent problème. Deux options ont été testées pour combler ces lacunes.

La première et la plus simple consiste à compter le nombre de pas de temps mis en lacune par an et à multiplier ce nombre par la pluie ponctuelle moyenne sur le pas de temps considéré. Les principaux avantages de cette méthode sont (1) sa simplicité (2) et le fait de ne prendre pour référence que la station elle-même. Le principal inconvénient est que, souvent, les pannes ne se produisent pas pendant qu'une pluie « moyenne » a lieu, mais plus fréquemment lors d'événements intenses (télétransmission défectueuse, bouchage de l'appareil, etc).

La seconde, un peu plus compliquée, mais classiquement utilisée consiste en cas de lacune à s'appuyer sur les postes proches pour reconstituer les valeurs en lacune à l'aide des valeurs aux postes voisins et des corrélations entre les postes : corrélation simple ou multiple, ACP (ex: LNH-EDF (1972) ou Duband (1997)).

La plupart du temps nous avons utilisé la première méthode, plus simple. Mais nous avons également testé la seconde méthode (corrélation simple avec le poste le plus proche) sur les quelques postes pour lesquels des doutes pouvaient être émis ce qui a permis d'évaluer son intérêt par rapport à la méthode précédente.

Résultats analytiques d'après le tableau TAB.A.5 [1].

Comme l'avait noté Dacharry (1974), il est possible d'observer une **variabilité importante dans l'estimation de la pluie annuelle interannuelle selon la période choisie pour l'estimer**. Même si, dans l'ensemble, des ordres de grandeurs identiques à ceux de la littérature sont observés (ce qui est rassurant). Il est cependant possible de noter des différences en quelques postes qu'il faut chercher à décrire puis à expliquer.

La valeur calculée aux **Estables** à partir de notre jeu de données est plus forte que l'ensemble des autres moyennes annuelles calculées à cette station : les données dont nous disposons sont des données Météo-France horaires dont la qualité est vraisemblablement proche des données Météo-France journalières à la même station, notamment ces dernières années où la station pluviométrique initiale n'est plus utilisée (*cf.* FIG.A.68) et où il est très probable que les données journalières soit calculées à partir de données horaires ou infra-horaires du pluviographe associé. On en conclut donc qu'il est vraisemblable que cet écart reflète, dans le cas de cette station, une augmentation de la pluviométrie sur la période pour laquelle nous disposons de ces données horaires (1994-2003) par rapport à la pluviométrie moyenne sur la période 1954-2003.

La valeur annuelle calculée à **Fix Saint Geneys** à partir des données CRISTAL semblent sous-estimer la lame d'eau par rapport aux données (horaires et journalières) de Météo-France [2]. Pour mettre de coté l'effet du choix de la période, nous avons calculé la moyenne annuelle sur la période commune (1994-2003) : une valeur de 902 mm est trouvée à partir des données CRISTAL et une valeur de 964 mm est trouvée à partir des données Météo-France. Il subsiste un écart important sur la lame d'eau annuelle de ces deux postes pourtant situés sur la même parcelle. Nous avons donc

1. Dans la littérature, les valeurs ne sont présentées que sous la forme de moyennes. Le fait de ne pas avoir accès aux valeurs qui ont permis de les calculer empêche de réaliser des tests statistiques dessus et nous nous contentons donc d'observer ces variables intégratrices que sont les moyennes sur une série.

2. Lors de son analyse de Grelat (2002) avait noté la qualité moyenne de cette station CRISTAL, notamment en raison de la fréquence des pannes.

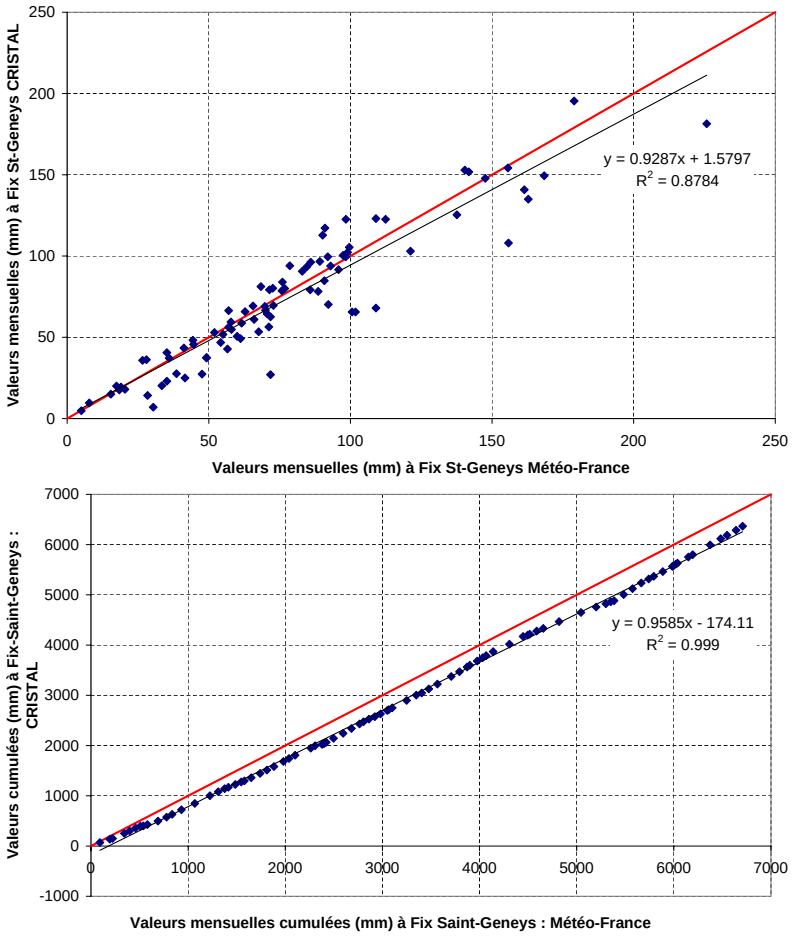


FIG. A.69 – *Valeurs de lames d'eau mensuelles à Fix-Saint-Geneys pour la période 1994-2003. Seules ont été représentés les mois pour lesquels il n'y a de lacunes ni sur le poste CRISTAL ni sur le poste Météo-France. A gauche, les valeurs des deux stations sont tracées; à droite, les cumuls de ces mêmes valeurs mensuelles ont été tracés.*

tracé les valeurs des cumuls mensuels des mois pour lesquels il n'y a de lacunes ni sur le poste CRISTAL ni sur le poste Météo-France (*cf.* FIG.A.69 page 358). La première figure (en haut) montre que si dans l'ensemble les valeurs mensuelles aux postes CRISTAL et Météo-France sont relativement corrélées, il existe cependant un grand nombre de points pour lesquels l'écart entre les deux sources est sensible. On observe en particulier que le poste CRISTAL a tendance à sous-estimer la pluie mensuelle par rapport au poste Météo-France (le coefficient directeur de la droite de régression est inférieur à 1 : 0.93). Ceci est confirmé par le graphique des valeurs cumulées. Cette différence est difficilement explicable : d'après les valeurs cumulées, on aurait pu supposer qu'un des deux postes est davantage exposé à la pluie (ou au contraire au vent) que l'autre, ou alors que l'un des deux est mal étalonné mais d'après la figure du haut, ces différences ne sont pas systématiques.

Au **Lac d'Issarlès**, les valeurs calculées à partir des données EDF (1983-2002) et des données CRISTAL (1995-2003) semblent encadrer les valeurs de la littérature. Les stations EDF et CRISTAL ne sont pourtant séparées que de quelques centaines de mètres. Ce cas est un exemple typique de situation où une analyse sur les données interannuelles peut permettre de détecter des problèmes. On vérifie sur la période conjointe aux deux stations (1995-2002) les moyennes interannuelles calculées à partir des deux sources. Les valeurs obtenues sont les suivantes : 1118 mm pour l'estimation à partir des données EDF et 1409 mm à partir des données CRISTAL. La raison de la différence des estimations **ne peut donc pas être expliquée par une pluviométrie variable au cours du temps**. Pour poursuivre cette analyse, nous traçons donc les valeurs annuelles pour chacun des 2 postes (*cf.* FIG.A.70, page 359 à gauche). Deux, voire trois points (*i.e.* deux ou trois années) s'éloignent fortement de la première bissectrice. A titre de test, nous avons divisé par deux les valeurs des données CRISTAL pour deux des années semblant le plus poser problème (1996 et 1997). Les résultats (figure de droite) montrent qu'en effectuant cette opération grossière, on retrouve à peu près une bonne adéquation entre les valeurs observées sur les postes EDF et CRISTAL. Ce coefficient de 2 pourrait correspondre à un changement dans le mode de comptage des basculement d'augets, ou à un changement de la surface d'interception de la pluie (diamètre du cône récepteur). Mais il apparaît que ce rapport de 1 pour 2 n'est pas systématique lorsque l'on contrôle sur les

cumuls mensuels. Il semble donc qu'un problème se soit produit au niveau de la mesure ou de l'enregistrement des données mais aucune explication officielle n'a cependant été trouvée permettant de corriger la série.

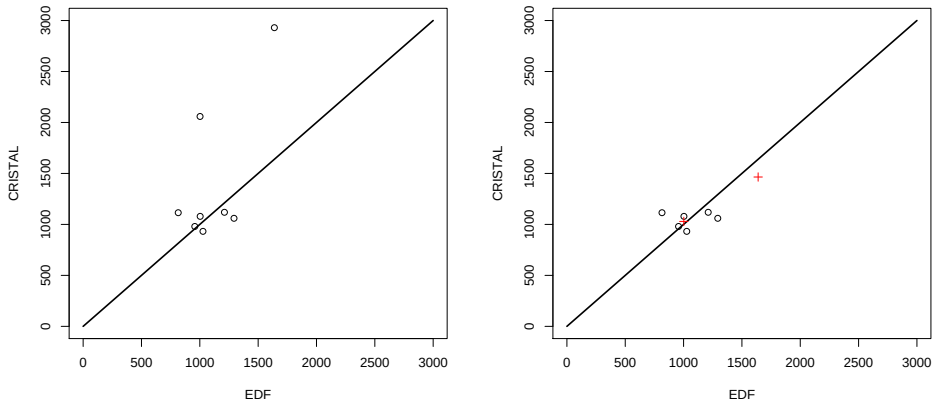


FIG. A.70 – *Valeurs de lames d'eau annuelles au Lac d'Issarlès de 1995 à 2002 : sur la figure de droite, les valeurs des lames d'eau annuelles cristal de 1996 et 1997 ont été divisées par deux (croix rouge).*

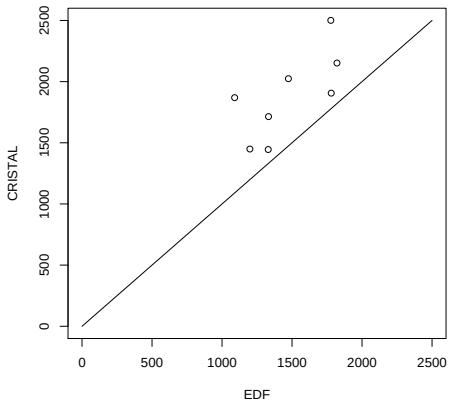


FIG. A.71 – *Valeurs de lames d'eau annuelles à Sainte-Eulalie de 1995 à 2002.*

Les valeurs à **Sainte-Eulalie** sont plus fortes que les valeurs à partir des pluviomètres Météo-France pour les deux sources de données horaires (EDF et CRISTAL). Cependant, si la moyenne interannuelle à partir des données EDF (1425 mm) semble cohérente avec les données de Dacharry (1974), ce n'est pas le cas des données CRISTAL qui sont encore plus fortes. Comme pour le cas du Lac d'Issarlès, nous traçons les valeurs années par année (*cf.* FIG.A.71). Ce graphique confirme une moyenne interannuelle supérieure pour les données CRISTAL. Cependant, ce coup-ci, l'ensemble des points est supérieur pour le poste CRISTAL et une modification comme cela a été le cas pour le Lac d'Issarlès n'apporte pas de résultats probants (à part, à la rigueur en divisant les données CRISTAL par 1.2 mais ce chiffre ne peut être expliqué). Ces deux stations de Sainte-Eulalie et Lac d'Issarlès vont être étudiées plus en détails dans les tests suivants.

A **Langogne** et à **Viverols**, les valeurs calculées à partir des données CRISTAL (813 mm et 877 mm) semblent légèrement faibles par rapport aux données de la littérature ((*resp. 858 à 958 et 937 à 988 mm*)). Pour savoir si ces données sont néanmoins acceptables, nous allons étudier (*cf.* page 360), les écarts-types des séries.

Compléments d'après les tableaux TAB.A.6, TAB.A.7 et TAB.A.8 Sous l'hypothèse de stationnarité des séries (*cf.* A.3.2.3 page 354), des moyennes de lames d'eau annuelles sont calculées pour chacun de ces 24 postes journaliers sur 50 années et sont considérées comme des références.

Poste pluviométrique	Type	Moy. $\bar{x}$ (mm)	Ec.-Type σ (mm)	CV (%)	Nb (ans)	Poste pluviométrique	Type	Moy. $\bar{x}$ (mm)	Ec.-Type σ (mm)	CV (%)	Nb (ans)
Bas-en-Basset *	K	624	101	16.2	27	Mazet-St-Voy	MF	926	204	22.0	10
Cayres*	K	730	206	28.2	27	Monastier *	K	841	163	19.4	27
Chadrac	MF	670	132	19.7	10	Monistrol	MF	780	168	21.5	10
Puy Chadrac *	K	626	106	16.9	20	*Montfaucon*	*K*	*953*	*138*	*14.5*	*3*
La Chaise Dieu	*K*	*792*	*138*	*17.4*	*4*	*Mortessagne*	*K*	*802*	*115*	*14.4*	*2*
Chambon/L.	K	948	270	28.5	6	*Naussac*	*K*	*1169*	*376*	*32.2*	*4*
Chaspuzac	MF	665	108	16.2	10	Le Pertuis	MF	884	185	20.9	10
Les Estables	MF	1221	350	28.7	10	Le Puy en V.	MF	671	132	19.7	10
Fay / L. *	K	952	237	24.9	27	Ste Eulalie	EDF	1425	274	19.2	20
Félines	MF	892	181	20.3	10	Ste Eulalie *	K	1830	368	20.1	8
Fix-St-Geneys	MF	930	191	20.5	10	*St Genest M.*	*K*	*1055*	*148*	*14.0*	*4*
Fix-St-Geneys*	K	772	180	23.3	27	*St Jeures*	*K*	*955*	*59*	*6.1*	*2*
Goudet *	K	730	206	28.2	8	*Pas de Riot*	*K*	*1102*	*162*	*14.7*	*4*
Issarlès	EDF	1093	259	23.7	20	Rogleton	K	1173	331	28.2	17
Issarlès *	K	1367	678	49.6	8	Uscladès	EDF	1753	511	29.2	20
Lanarce	K	1185	523	44.1	27	*Valcivières*	*K*	*1184*	*244*	*20.6*	*3*
Landos	MF	818	133	16.3	10	*Vedrines*	*K*	*809*	*97*	*11.9*	*4*
Langogne	K	813	235	28.9	17	Viverols *	K	877	106	12.1	8
Machabert *	K	826	164	19.9	14	Yssingeaux	MF	899	187	20.8	10
Mazan	MF	1790	496	27.7	10						

TAB. A.6 – *Lames d'eau annuelles moyennes (en mm) calculées à partir des pluviographes utilisés pour cette étude : les périodes utilisées sont comprises dans la période 1977-2003, selon la disponibilité des données. «K» indique un poste appartement au réseau Cristal, «MF» un poste appartenant au réseau Météo-France et «EDF» un poste appartenant à EDF. «*» indique que les postes ont été utilisés par Grelat (2002) jusqu'en 1998* cf. TAB.*A.7. Les postes en* italique *sont seul pour lequel le nombre Nb. d'années qui ont servies à l'évaluation de la moyenne et de l'écart-type n'est vraiment pas suffisant (inférieur à 5 ans). CV est le coefficient de variation de la série* $CV = \sigma/\bar{x}$.

Poste pluviométrique	Moyenne $\bar{x}$ (mm)	Ecart-Type σ (mm)	CV (%)	Nb ans	Poste pluviométrique	Moyenne $\bar{x}$ (mm)	Ecart-Type σ (mm)	CV (%)	Nb ans
Bas-en-Basset	570	140	24.6	22	Issarlès	1796	1004	55.9	4
Cayres	820	160	19.5	22	Machabert	742	153	20.6	13
Puy-Chadrac	586	136	23.2	15	Monastier	743	208	28.0	22
Fay	870	244	28.0	22	Ste Eulalie	1777	560	31.5	4
Fix	590	180	30.5	22	Viverols	676	130	19.2	4
Goudet	669	245	36.6	15					

TAB. A.7 – *Lames d'eau annuelles moyennes (en mm) et écarts-types issus de l'étude de Grelat (2002) pour la période 1977-1998.*

Le tableau TAB.A.6 (page 360) permet de visualiser la moyenne interannuelle des cumuls annuels de nos données d'étude ainsi que leurs écarts-types et que le nombre d'années sur lesquelles ce calcul s'appuie. Les valeurs notées avec un « * » sont celles pour lesquelles une semblable analyse avait déjà été réalisée par Grelat (2002) sur un jeu de données débutant en 1977 (ou à la date de mise en service du poste) et finissant en cours d'année 1999. Cette analyse est reportée dans le tableau TAB.A.7. Notre analyse prend donc en compte 5 années supplémentaires de données, et des années où la pluviométrie moyenne est assez élevée. Pour fixer les idées par rapport au coefficient de variation CV, il est possible de citer Dacharry (1974) qui rappelle que pour 35 longues séries pluviométriques du Bassin Parisien, le coefficient de variation maximum est 0.21, le minimum est de 0.179 et la moyenne de 0.183. On a donc affaire dans l'ensemble à des données très variables.

La variabilité interannuelle *« climatologique »* peut être estimée à partir des valeurs des écarts-types des séries issues des postes journaliers sur 50 ans de données (TAB.A.8). La comparaison avec les valeurs calculées à partir d'un grand nombre d'années (de 37 à 50) sur des postes journaliers permet donc d'affiner notre opinion sur la qualité de nos données. Ce grand nombre d'années permet de calculer des valeurs moyennes et des écarts-types plus stables mais également d'en déduire des intervalles de confiance à 95% pour les valeurs annuelles (*cf.* TAB.A.8 page 361). L'intérêt de ce tableau est double : le report des valeurs moyennes sur une carte permet de refléter la *« climatologie »* de la région. Les intervalles de confiance à 95% permettent de contrôler dans le cas où le poste journalier (pluviomètre) correspond également à un poste horaire (pluviographe) [1] si nos valeurs moyennes sont acceptables ou non par rapport à cet intervalle de confiance.

Poste pluviométrique	Moyenne $\bar{x}$ (mm)	Ecart-Type σ (mm)	CV (%)	Nb années	IC à 95% min	IC à 95% max	Postes horaires	OK?
Allegre	886	127	14.3	49	850	922		
Alleyrac	889	125	14.0	45	852	926		
Cayres	915	155	16.9	37	864	966	730	<
Chomelix	798	141	17.7	47	757	839		
Cros de Géorand	1 397	297	21.3	49	1 312	1 482		
Estables	1 189	304	25.6	45	1 098	1 280	1221	ok
Fay sur Lignon	993	176	17.7	36	934	1 052	952	ok
Fix Saint Geneys	894	154	17.2	50	850	938	772 & 930	< & ok
Issanlas	1 144	219	19.1	50	1 082	1 206		
Lac d'Issarles	1 208	303	25.1	50	1 122	1 294	1093 & 1367	< & >
Le Bouchet Saint Nicolas	856	132	15.4	50	819	893		
Mazan	1 666	425	25.5	49	1545	1787	1790	>
Monastier sur Gazeille	856	16.0	137	50	817	895	841	ok
Monistrol	728	124	17.0	50	693	763	780	>
Saint Julien	892	193	21.6	42	832	952		
Saint Maurice	739	122	16.5	50	704	774		
Saint Pal de C.	825	149	18.1	45	781	869		
Saint Paul de T.	834	151	18.1	43	788	880		
Saint Paulien	710	107	15.1	50	680	740		
St Agreve	1 120	198	17.7	47	1 062	1 178		
Tence	901	155	17.2	49	857	945		
Tiranges	733	98	13.4	50	705	761		
Viverols	933	133	14.3	39	890	976	877	<
Yssingeaux	861	135	15.7	50	823	899	899	ok

TAB. A.8 – *Lames d'eau annuelles moyennes (en mm) calculées à partir de certains pluviomètres de Météo-France sur la période 1954-2004 et contrôle sur les postes horaires correspondants (en italiques).*

Il est possible de noter que les valeurs aux postes CRISTAL de Cayres (730 mm *vs* 864-966 mm), de Fix St-Geneys (772 mm *vs* 850-938 mm) et de Viverols (877 mm *vs* 890-976 mm) semblent largement sous-estimées par rapport aux valeurs à partir des pluviomètres Météo-France. Le poste d'Issarlès présente les mêmes problèmes que relevés précédemment : l'intervalle de confiance à 95% à partir de 50 valeurs est 1122-1294, alors que la moyenne sur le poste EDF (20 ans) est 1093 mm et celle sur le poste CRISTAL (9 ans) est 1367 mm – et la valeur trouvée par Grelat (2002) (*cf.* TAB.A.7) s'éloigne encore d'avantage avec une moyenne de 1796 mm sur 4 ans. Les valeurs à Mazan (1790 mm) et à Monistrol sur Loire(780 mm) sont légèrement supérieures à celles de la climatologie (*resp. 1545-1790 mm et 693-*

1. Dans ce cas, le nom du poste est mis en *italique* dans le tableau TAB.A.8

763 mm). Au final, sur 12 postes contrôlables, seulement 5 ont pour moyenne une valeur comprise dans l'intervalle à 95% de la climatologie [1], mais ils sont tous dans l'intervalle moyenne $\pm$ écart-type, mis à part le poste de Cayres, pour lequel un vrai problème de sous-estimation existe. Être dans ce dernier intervalle signifie que l'erreur réalisée sur une estimation de la moyenne à partir de nos données est inférieure à l'écart-type de la série référence – ce qui est bien mais pas très valorisant pour nos données.

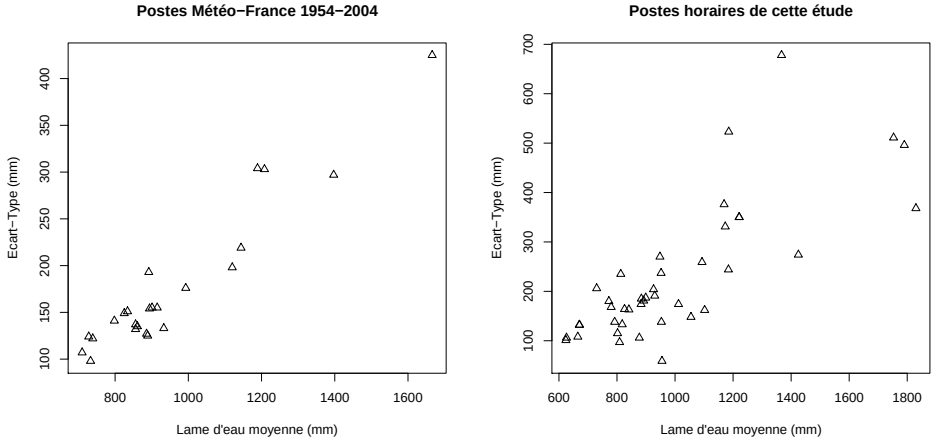


FIG. A.72 – *Corrélation entre les écarts-types des séries et les valeurs des lames moyennes annuelles : à gauche les postes journaliers Météo-France sur 50 ans (1954-2004) ; à droite les postes horaires de cette étude sur une durée de 2 à 26 ans (au max 1977-2003).*

Enfin, sur la figure FIG.A.72, les écarts-types ont été tracés en fonction des valeurs moyennes annuelles. Sur la figure de gauche, les valeurs issues de la *« climatologie »* ont été tracées ; sur la figure de droite, celles issues de notre jeu de données dont la longueur de série est supérieure à 5 ans. On peut observer que les postes pour lesquels les cumuls sont les plus élevées présentent les plus forts écarts-types (hétéroscédasticité des cumuls annuels de pluie) : Mazan, les Estables, Issarles, Cros de Géorand, etc. Ceci est à mettre en relation avec les coefficients de variations calculés dans tous les tableaux précédents.

Synthèse Cette première analyse nous a permis de mettre en avant différents éléments caractéristiques des données.

Les résultats montrent que (i) il existe une variabilité naturelle des séries ; (ii) que cette variabilité naturelle peut expliquer certains écarts entre des valeurs annuelles interannuelles obtenues via d'autres études et celles de notre étude (par exemple pour le poste des Estables avec une augmentation de la pluviométrie sur la période 1994-2004); (iii) mais qu'elle n'explique pas tout : il existe des périodes où les données du réseau CRISTAL sont par exemple concomittantes avec des postes journaliers, et dont certains écarts restent importants. Au final, des problèmes de surestimation apparaissent sur des postes situés dans la partie sud-est du bassin (Sainte-Eulalie, Issarlès). Ces surestimations peuvent être liées en partie à la prise en compte de l'année 1996 qui est très humide, mais pas seulement, et un problème – non résolu – dans les données CRISTAL de ces postes est noté. A l'opposé des sous-estimation sont mises à évidence pour les postes CRISTAL de Cayres, Langogne, Fix-Saint-Geneys et Viverols.

Contrôle sur les gradex des pluies Pour caractériser les pluies les plus fortes, par poste, au niveau du bassin, le gradex des pluies a été calculé selon la méthodologie décrite dans Guillot & Duband (1967); CFGB (1994). Les résultats sont regroupés dans le tableau TAB.A.9.

Le calcul des gradex permet de visualiser l'évolution des pluies extrêmes selon leur répartition géographique. On observe une variabilité importante des valeurs des gradex : les valeurs au sud-est étant beaucoup plus élevées que celles du reste de la zone (*cf.* FIG.A.73)

Dans le tableau TAB.A.9 ont été indiquées les valeurs des gradex calculées pour chacun des postes de mesures comportant une série de données de longueur suffisante (*cf.* FIG.A.73 pour un exemple de calcul du gradex). Plusieurs valeurs sont parfois estimées en une même station, cela vient du fait que la station a été déplacée – parfois que très légèrement : par exemple le pluviomètre est déplacé de l'école à la gendarmerie. Quand c'est le cas, la plus forte valeur du gradex

1. L'intervalle à 95 % a été calculé de la manière suivante : $[\bar{x} - 2\sigma_{\bar{x}}; \bar{x} + 2\sigma_{\bar{x}}]$ où $\sigma_{\bar{x}} = \sigma/\sqrt{n}$ est l'erreur type sur la moyenne $\bar{x}$ à partir de n valeurs. C'est-à-dire que l'on a supposé la distribution des pluies annuelles normales en première approximation (*cf.* Dacharry (1974) qui débat de cette approximation mais l'utilise finalement)

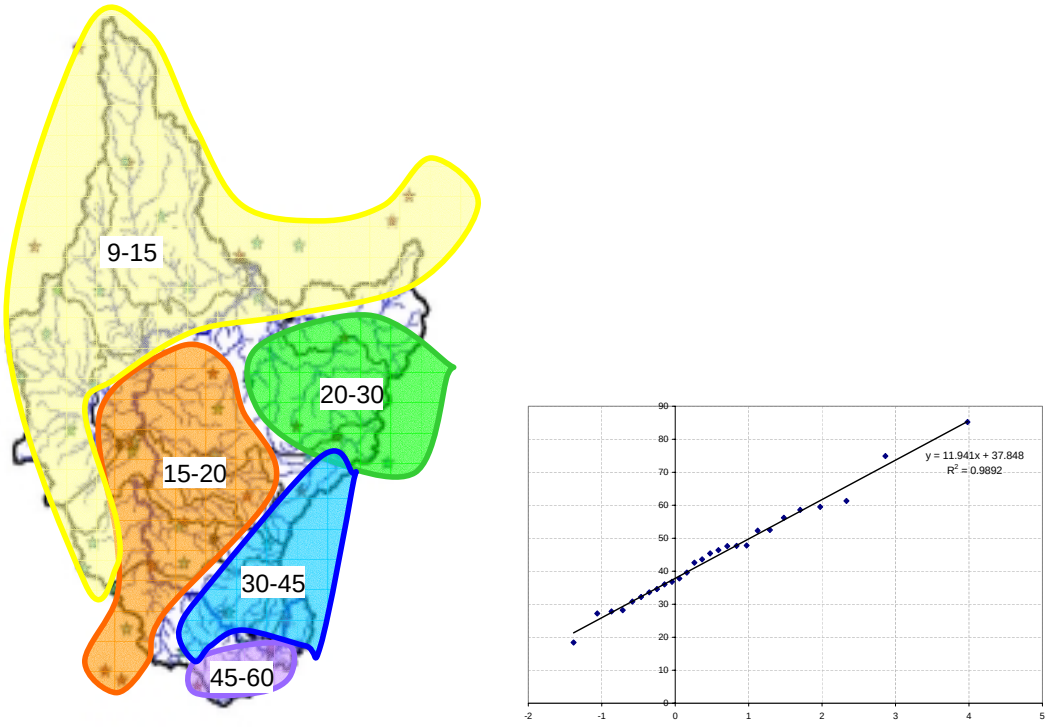


FIG. A.73 – *Le gradex : carte de répartition des gradex moyens par zone (à gauche) ; et exemple d'ajustement pour le calcul d'un gradex (à droite).*

a été retenue pour estimer la carte ci-dessus. Ces écarts des valeurs du gradex, en un même lieu, laissent à penser que selon leur durée et la période qui les concernent, tous les enregistrements ne sont pas représentatifs de la même façon des valeurs extrêmes de précipitations. On peut également noter que les valeurs estimées ici sont à peu près cohérentes avec les valeurs trouvées dans cette région par CFGB (1994); Bontron *et al.* (1999).

Poste	Nom	Gradex	Poste	Nom	Gradex	Poste	Nom	Gradex
K000991	Eulalie	46	43130002	Mazet	15	43091002j	Estables	28
K002991	Issarles	42	43137003	Monistrol	13	43091003j	Estables	14
K010991	Goudet	22	43150001	Perthuis	15	43092001j	Fay	25
K011991	Monastier	19	43157004	Le Puy	17	43095001j	Fix	11
K021991	Machabert	13	43268005	Yssingeaux	22	43130001j	Mazet	20
K025991	Chadrac	17	07075001j	Cros	39	43130002j	Mazet	22
K040991	Chambon	41	07075002j	Cros	47	43135001j	Monastier	17
K052991	Viverols	12	07105001j	Issanlas	34	43137001j	Monistrol	12
K055991	Bas-en-B.	12	07119001j	Issarles	36	43137003j	Monistrol	12
K201082	Rogleton	28	07154001j	Mazan	43	43200001j	St Julien C.	17
K204991	Lanarce	55	07154003j	Mazan	59	43211001j	St Maurice de L.	14
K207082	Langogne	21	07204001j	St Agrève	27	43212001j	S. Pal de C.	12
K226991	Fix	12	07204002j	St Agrève	37	43215001j	S. Paul de T.	14
07154005	Mazan	40	07204005j	St.Agrève	28	43216001j	S. Paulien	13
43046001	Chadrac	15	43003001j	Allègre	9	43244003j	Tence	21
43062001	Chaspuzac	15	43004001j	Alleyrac	12	43246001j	Tiranges	10
43091002	Estables	24	43037001j	Bouchet	13	43268001j	Yssingeaux	15
43093001	Félines	9	43046001j	Chadrac	11	43268002j	Yssingeaux	17
43095001	Fix	16	43071001j	Chomelix	12	43268004j	Yssingeaux	21
43111002	Landos	9	43091001j	Estables	43	43268005j	Yssingeaux	22
						63465001j	Viverols	12

TAB. A.9 – *Valeurs du GRADEX par poste pluviographique/pluviométrique (les postes Météo-France notés « j » indiquent les postes pluviométriques journaliers).*

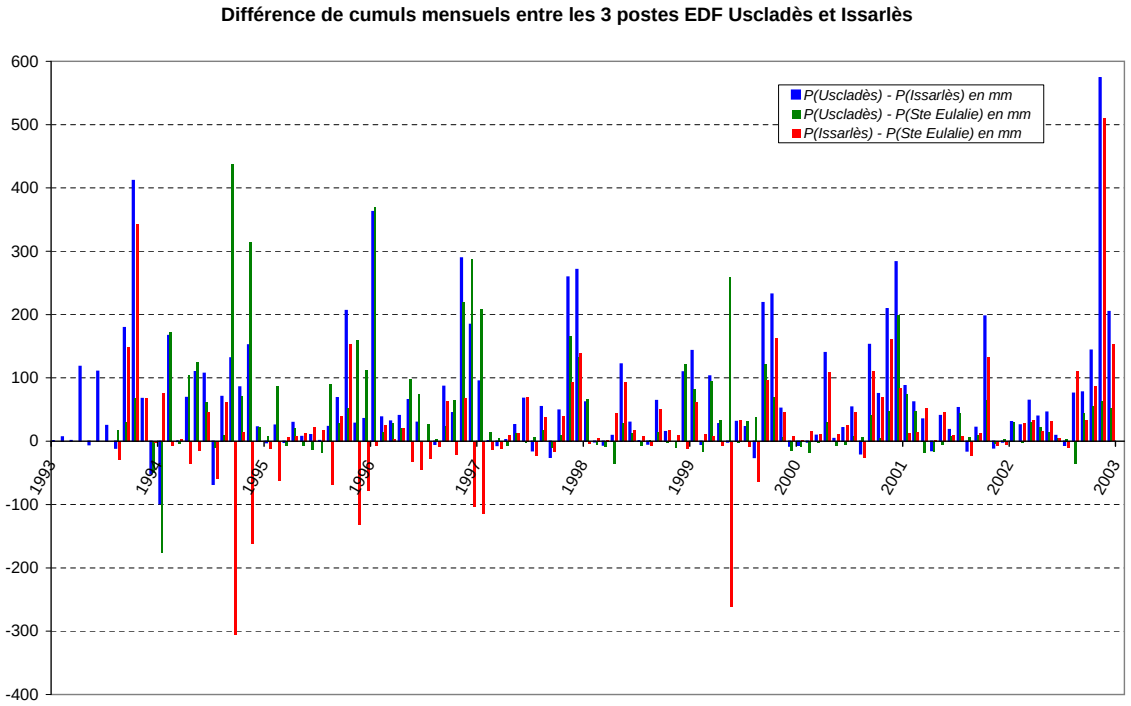


FIG. A.74 – *Comparaison par différences (mm) des lames mensuelles de 3 postes amont relativement proches et dont la qualité des données est équivalentes (3 postes EDF : Uscladès, Issarlès et Ste Eulalie).*

Cohérence spatiale des données ponctuelles mensuelles

Présentation La cohérence spatiale des données a déjà été un peu abordée lors du tracé des valeurs moyennes des gradex. Dans cette partie la cohérence des données est abordée d'une autre manière. Les tests portent sur la cohérence de données datées, cumulées à l'échelle mensuelle : cela a été fait de manière systématique, et un exemple est ici présenté. Pour tester la cohérence spatiale des données, la stratégie adoptée est de comparer, sur des cumuls assez longs (mensuels ou annuels), les valeurs obtenues sur des postes relativement proches. Pour illustrer cette étude de la cohérence spatiale des données de pluies, nous avons comparé les cumuls ponctuels sur des postes proches. Par exemple, dans le cas des 3 postes EDF dont nous disposons (Uscladès et Rieutord, Sainte Eulalie et Lac d'Issarlès), nous avons tracé sur la figure FIG.A.74, l'évolution mensuelle de la différence entre ces postes, deux à deux, puis sur la figure FIG. A.75 les moyennes mensuelles interannuelles.

Résultats Ce graphique est intéressant dans la mesure où il concerne des postes dont la qualité est homogène, relativement proches mais situés dans une région où les précipitations sont considérées comme variables dans l'espace. Lorsque des écarts importants sont observés pour le même mois, le plus souvent cela correspond à un mois pour lequel une des stations comporte de nombreuses lacunes, par exemple le mois de novembre 2002 pour la station d'Issarlès (ce qui explique un écart d'environ 500 mm avec les deux autres stations). On peut noter que, dans l'ensemble, les précipitations à Uscladès sont plus importantes qu'à Issarlès et Ste-Eulalie. Et, entre ces deux stations, même si des écarts sensibles sont observés, aucune tendance claire ne se dégage – des cumuls mensuels légèrement plus élevés en moyenne à Issarlès ?

Il est possible d'observer sur la figure FIG.A.75 que les répartitions des cumuls mensuels de ces postes sont très proches avec un pic principal en octobre, un secondaire en mai et des périodes *« sèches »* en février mars et en juin-juillet-août. Cette figure permet de préciser des différences d'amplitude : les postes d'Uscladès et de Sainte Eulalie semblent davantage soumis à des pluies d'automne que le poste de Lac d'Issarlès. Au printemps, les postes d'Issarlès et de Sainte Eulalie ont des cumuls mensuels assez proches alors que ceux d'Uscladès sont plus importants.

Synthèse Grâce à cet exemple, on a pu montrer l'intérêt d'une double analyse spatiale sur les cumuls mensuels. Cela permet de caractériser comment s'organise la pluviométrie dans l'espace (ici, à l'échelle de trois postes), et dans le temps (selon le mois de l'année). Ceci est également une manière de détecter lorsque ce n'était pas indiqué (dans le cas

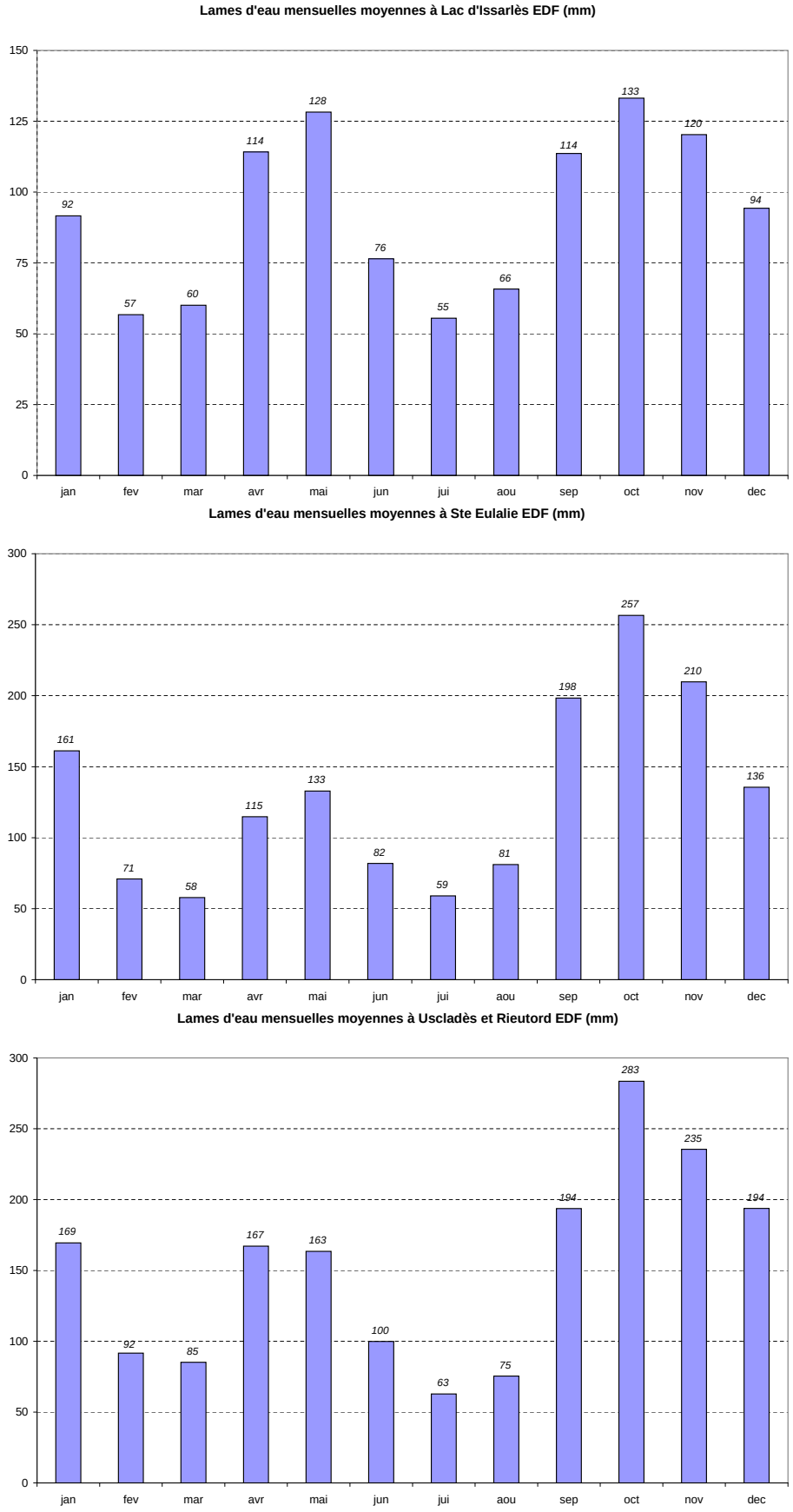


FIG. A.75 – *Cumuls mensuels (mm) des données ponctuelles interannuelles au Lac d'Issarles (EDF) en haut, à Ste Eulalie (EDF) au milieu et à Uscladès et Rieutord (EDF) en bas.*

de cet exemple, les lacunes étaient correctement indiquées) qu'un pluviographe n'a pas fonctionné mais n'est pourtant pas signalé comme étant en panne.

A.3.2.4 Analyse et contrôle sur les pluies de bassins

Cohérence spatiale des pluies annuelles interannuelles Un autre type de contrôle sur les données porte sur la cohérence spatiale des valeurs annuelles interannuelles. Ces valeurs ont déjà été utilisées dans le A.3.2.3 et sont issues de différentes sources. Une analyse bassin par bassin est réalisée, permettant d'avoir, à partir des données pluviométriques sur 50 ans, une idée plus claire du type de pluviométrie à laquelle sont soumis chacun des bassins de cette étude et de mettre celle-ci en rapport avec ce qui est perçu à travers les données horaires. A l'issue de cette confrontation de deux sources, les valeurs de pluie de bassin (Mean Areal Precipitation) sont évaluées et mises en rapport avec les pluies de bassin calculées à partir des données journalières ainsi que, lorsqu'elles existent des moyennes de pluies de bassin annuelles internannuelles issues de la littérature.

Le bassin de l'Ance du Nord Sur ce bassin la variabilité spatiale de la pluie est très marquée. Au nord, il semble que de fortes valeurs soient observées (1184 mm en moyenne à Valcivières (2000-2003)) alors que les valeurs décroissent au fur et à mesure que l'on descend le bassin (vers l'aval et vers le sud) : 933 mm en moyenne à Viverols (et 927 mm sur la période 2000-2003), 825 mm à Saint Pal de Chalençon, 798 mm à Chomelix, 738 mm à Tiranges. Cette variabilité est cependant bien représentée lorsqu'on utilise les pluviographes Cristal de Valcivières, Viverols et Bas-en-Basset. Ce constat implique en même temps, qu'avant que ceux-ci soient mis en service (Viverols en 1995 et Valcivières en 2000), il est très probable que l'on sous-estimait de manière assez marquée la pluviométrie sur ce bassin. Dans le cadre de cette étude, nous n'avons pas calculé de pluies de bassins horaires sur le bassin de l'Ance, cependant, il est possible de rapporter ici, que Dacharry (1974) estime la lame d'eau annuelle sur le bassin de l'Ance du Nord à 878 mm soit, un intervalle de confiance à 95% borné par les limites suivantes: 835-921 mm [1]. Cela semble raisonnable si on considère les valeurs ponctuelles sur le bassin : une moyenne arithmétique des valeurs à Valcivières, Viverols, Saint-Pal de Chalençon, Tiranges et Chomelix fournit l'estimation suivante : 895 mm.
Conclusion : Variabilité importante avec des valeurs fortes à l'amont ; sous-estimation probable des pluies de bassin avant la mise en service des postes de Viverols et Valcivières ; moyenne annuelle autour de 898 mm.

Le bassin de l'Arzon Aucun poste pluviographique horaire n'est disponible sur ce bassin. Les postes horaires environnants les plus proches sont les postes de Félines (Météo-France : 43093001) à l'ouest et de la Chaise-Dieu (K234991, à l'ouest également) ainsi que le poste de Viverols (au nord-est) sur la part la plus à l'amont du bassin. La lame d'eau interannuelle estimée à Chomelix avec 50 ans de données à partir des lames d'eau annuelles à Chomelix, Viverols, la Chaise-Dieu, Allègre et Saint-Paulien, fournit une valeur d'environ 820 mm ce qui indique qu'à partir des postes horaires cités ci-dessus (Félines, la Chaise-Dieu et Viverols), il se pourrait que l'on surestime légèrement la lame d'eau. Mais étant donné le peu d'information, cela reste une hypothèse. Nous n'avons pas calculé de lames d'eau horaires sur le bassin de l'Arzon, celui-ci n'étant pas un des bassins sélectionnées pour cette étude.
Conclusion : Pas de poste horaire sur le bassin ; surestimation probable de la pluie de bassin à partir des pluviographes horaires autour ; 820 mm en moyenne

Le bassin de la Borne Comme pour le bassin de l'Ance du Nord, on observe un effet orographique, les hauteurs d'eau interannuelles semblant décroitre en allant vers l'aval (le sud-est). Les valeurs observées sont cohérentes avec les valeurs moyennes sur 50 ans. Les valeurs au Puy, à Chadrac et à Chaspuzac sont inférieures aux moyennes sur 50 ans, mais semblent très cohérentes entre elles, bien qu'elles soient issues de sources différentes.
Sur le bassin de la Borne, des lames d'eau horaires ont été calculées, permettant d'estimer à partir de là, des moyennes annuelles : selon la méthode (moyenne arithmétique, polygones de Thiessen ou krigeage), la pluie moyenne annuelle estimée est respectivement 762, 773 et 790 mm. A partir des données de la climatologie sur 50 ans des stations de Fix Saint-Geneys, Allègre, Saint-Paulien et Chaspuzac, la pluie de bassin annuelle estimée approche les 788 mm, ce qui est cohérent avec les valeurs calculées plus haut. On remarque au passage que sur ce bassin, le krigeage fournit en moyenne des valeurs plus fortes que les autres techniques d'interpolation. Dacharry (1974) avait calculé une pluie moyenne sur ce bassin en utilisant les données de Allègre, Cayres, le Puy et Sanssac l'Eglise et elle notait que la pluie de bassin était sensiblement la même si on utilisant les polygones de Thiessen avec 6 stations (elle utilise Fix-Saint-Geneys et Saint-Paulien en plus), et que la valeur annuelle était également très proche lorsqu'on utilisait des valeurs obtenues par planimétrage des surfaces comprises entre les isohyètes.
Conclusion : Variabilité avec des valeurs moins fortes vers l'aval ; toutes les estimations sont cohérentes ; sur

1. L'intervalle de confiance à 95% a pour bornes les valeurs suivantes : $\bar{P} \pm 2\sigma_{\bar{P}}$ avec $\sigma_{\bar{P}} = \sigma/\sqrt{n}$ où n est le nombre d'années et σ l'écart-type de la série

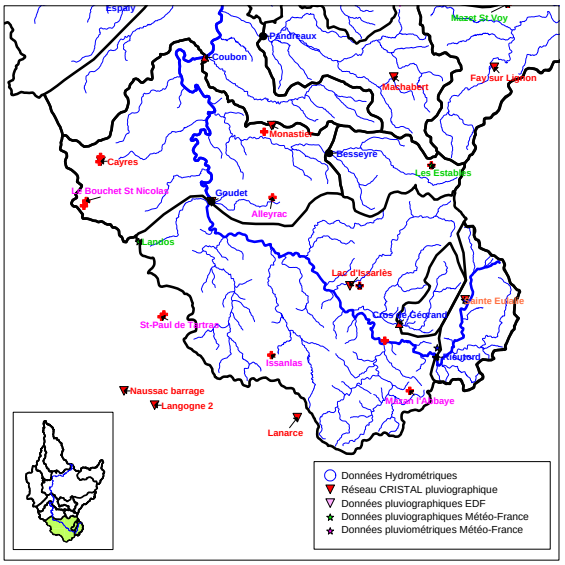


FIG. A.76 – *Les postes pluviographiques disponibles sur la partie sud du bassin.*

ce bassin, le krigeage fournit l'estimation la plus proche de celle issue de la climatologie – et la plus forte des estimations ; moyenne annuelle: 788 mm environ

Le bassin de la Loire supérieure (à Goudet) Sur ce bassin, un gradient marqué dans le sens sud-est/nord-ouest est observé. Les valeurs les plus à l'est sont toutes supérieures à 1200 mm avec des variations fortes (environ 1700 mm à Mazan en moyenne pour environ 1200 mm à Issarles). La partie sud-ouest du bassin à une moyenne autour de 1150 mm (estimation à partir des postes de Naussac et Lanarce, confirmée par la moyenne sur 50 ans à Issanlas; le poste de Langogne présente des cumuls étrangement faibles à relier éventuellement à des cumuls proches observés un peu plus au nord?). Enfin, la partie nord-ouest de ce bassin de la Loire à Goudet, présente des moyennes interannuelles assez faibles par rapport au reste du bassin : autour de 800 mm (estimation réalisée à partir de Goudet 730 mm, Landos 818 mm et confirmée par l'estimation sur 50 ans réalisée au Bouchet-Saint-Nicolas 839 mm.)
La moyenne interrannuelle calculée à partir des lames d'eau horaires estimées est : 1136 mm (moyenne arithmétique), 1109 mm (polygones de Thiessen) et 1190 mm (krigeage). Cela permet d'observer que sur ces bassins amont, à la variabilité ponctuelle le choix de la méthode d'interpolation est assez déterminant sur les valeurs calculées. La moyenne interrannuelle évaluée directement à partir des données ponctuelles sur 50 ans à partir des stations de Saint-Paul, le Bouchet-Saint-Nicolas, Alleyrac, Issarlès, Issanlas, Cros de Géorand et Mazan donne environ 1140 mm (arithmétique) ce qui est cohérent avec la pluie de bassin annuelle interannuelle calculée avec nos données d'étude : on avait observé des écarts entre les valeurs ponctuelles entre nos données et les données références (notamment une sous-estimation à Cayres, des surestimations à Issarlès, Sainte-Eulalie, à Mazan), il semble que ceux-ci se compensent lorsque l'on calcule des valeurs moyennes sur le bassin.
Conclusion : Très forte variabilité ; cumuls les plus forts à l'est ; pluviométrie élevée en général ; la moyenne arithmétique fournit l'estimation la plus proche de la climatologie, le krigeage fournit la valeur la plus élevée ; moyenne annuelle : 1140 mm environ

Les bassins de la Gagne et de la Loire entre Goudet et Chadrac Sur ces bassins, il semble y avoir une pluviométrie régulière: entre 850 et 900 mm sur le bassin si on fait exception de la Gazeille amont qui est présentée à part. Sur la partie la plus à l'aval, proche du Puy en Velay, la pluviométrie semble plus faible (légèrement inférieure à 700 mm).
En ce qui concerne les estimations sur les lames d'eau moyennes sur le bassin de la Gagne, la lame d'eau moyenne estimée à partir des données horaires varie de 797 mm (moyenne arithmétique) à 924 mm (krigeage) (et 838 mm pour les polygones Thiessen). La lame d'eau estimée à partir des données sur 50 ans aux stations de Saint-Julien Chapteuil, le Monastier, Fay sur Lignon et Machabert est aux alentours de 890 mm.
Si on évalue la lame d'eau précipitée sur le bassin de la Loire à Coubon à partir des données horaires, les valeurs moyennes vont de 1065 mm avec le krigeage à 1088 mm avec la moyenne arithmétique. A partir des données sur 50 ans aux stations de Cayres, le Bouchet saint Nicolas, Alleyrac, le Monastier sur Gazeille, les Estables, Saint Paul, Issanlas, Lac d'Issarlès, Cros de Géorand et Mazan, la lame d'eau annuelle moyenne est estimée à 1096 mm.

Enfin, si on évalue la lame d'eau moyenne à Chadrac à partir des données horaires, elle varie entre 941 mm (krigeage) et 965 mm (Thiessen). A partir des données de la climatologie (les mêmes stations que pour Coubon, plus les stations de Fay sur Lignon, de Saint Julien Chapteuil, de Saint-Paulien, de Fix Saint-Geneys, d'Allègre et les stations Météo-France de Chapsuzac et du Puy en Velay), la lame d'eau moyenne annuelle est estimée à 980 mm environ.
Aux Pandraux : le krigeage fournit la meilleure estimation ; moyenne annuelle environ 890 mm
A Coubon : la moyenne arithmétique fournit la meilleure estimation, 1096 mm en moyenne
A Chadrac : les polygones de Thiessen fournissent l'estimation la plus proche de la climatologie (980 mm)

Le bassin de la Gazeille Ce petit bassin (50 km^2) est marqué par un très fort gradient pluviométrique (présumé, car en fait, il n'y a qu'un seul poste sur ce bassin, celui des Estables). Aux Estables, sur la partie la plus amont, la pluviométrie semble s'approcher des 1200 mm, alors qu'à l'aval direct du bassin, la pluviométrie semble plutôt inférieure à 900 mm : 850 mm au Monastier sur Gazeille (856 mm à partir des données Météo-France 50 ans et 841 mm à partir des données cristal 1990-2003) et 889 mm à Alleyrac (Météo-France 50 ans). Sans les données de pluie du poste des Estables, la lame d'eau sur le bassin sera donc forcément sous-estimée. Cependant, les postes environnants, permettent eux aussi de tenir compte de ce fort gradient pluviométrique : Issarlès au sud (autour de 1200 mm), Fay au nord-est (autour de 1000 mm) et Machabert au nord (826 mm). A partir des lames d'eau horaires, la moyenne annuelle sur le bassin est estimée à 973 mm (Thiessen), 984 mm (moyenne arithmétique) et 1106 mm (krigeage). A partir des données aux postes de Monastier, Alleyrac, Issarles, les Estables et Machabert, la lame d'eau moyenne est estimée à 995 mm (et si on ne prend en compte que les postes du Monastier et des Estables, la moyenne monte à 1025 mm).
Conclusion : Forte variabilité ($\pm$ 400 mm) et trop peu de postes sur le bassin : sous-estimation importante sans la prise en compte du poste des Estables ; moyenne climatologique proche de la moyenne arithmétique : environ 1000 mm

Le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon Sur ce bassin, un gradient pluviométrique est également observé mais semble beaucoup moins fort que sur le bassin de la Gazeille. Sur la partie la plus à l'amont (*i.e.* à l'amont de Fay), les valeurs de lames d'eau approchent les 1200 mm (les Estables), alors que très vite et sur l'ensemble du bassin des valeurs entre 900 et 1000 mm semblent être observées. A noter, à Saint-Agrève, de l'autre côté de la crête, des valeurs beaucoup plus fortes semblent être observées (1120 mm en moyenne sur 50 ans comparées à environ 950 mm à Fay ou au Chambon).
La moyenne annuelle sur le bassin calculée à partir des données horaires varie de 882 mm (moyenne arithmétique) à 945 mm (krigeage). A partir des données sur 50 ans (postes de Fay, des Estables, de Saint-Julien Chapteuil, Yssingeaux, Tence et St-Agrève) la lame d'eau moyenne est autour de 990 mm (c'est-à-dire à peu près la valeur estimée en ne prenant que le poste de Fay sur Lignon). Si on ne prend pas en compte le poste de St-Agrève situé de l'autre côté des crêtes, la moyenne chute à 965 mm ce qui est encore, malgré tout, supérieur à nos estimations.
Conclusion : Sous-estimation de la pluviométrie à partie des postes horaires ; moyenne probable autour de 960 mm

Le bassin de la Dunière Ce bassin n'est informé que par un seul pluviomètre, situé en limite du bassin versant. Il est donc difficile de faire des déductions à partir de ce seul poste. Cependant, les postes environnants nous laissent penser que ce bassin est lui aussi soumis à un gradient de pluie assez marqué : pour une valeur moyenne de 953 mm à Montfaucon en Velay, des valeurs supérieures à 1 000 mm sont observées au nord (1 055 mm à St-Genest Malifaux, 1 102 mm à Pas de Riot) alors que des valeurs inférieures à 800 mm sont observées près de l'exutoire (739 mm à Saint Maurice de Lignon et 728 mm à Monistrol sur Loire), au sud des valeurs intermédiaires sont observées (860 mm à Yssingeaux et 901 mm à Tence).
La lame d'eau moyenne calculée à partir des données horaires varie de 788 mm (moyenne arithmétique) à 902 mm (krigeage). A partir des postes de la climatologie (Saint-Maurice de Lignon, Monistrol Sur Loire, Yssingeaux, et Tence, la lame d'eau moyenne annuelle est estimée à environ 810 mm. Cependant tous ces postes sont situés au sud ou à l'ouest des bassins et semblent être soumis à une pluviométrie moins élevée que ceux situés sur le bassin ou au nord-est : si on ajoute à cette moyenne les postes de Montfaucon en Velay, de St-Genest Malifaux et de Pas de Riot, alors la lame d'eau moyenne s'élève à 905 mm.
Conclusion : Bassin très mal informé du point de vue pluviométrique (un seul poste en bordure et uniquement depuis l'année 2000 ; gradient probablement assez marqué ; moyenne annuelle possible entre 700 et 800 mm

Le bassin de la Loire entre Chadrac et Bas Les sous-bassins déjà présentés mis à part, cette partie du bassin est soumise à des bandes de pluviométrie assez différentes. Une première bande va de Chadrac à Bas en Basset. La pluviométrie y est autour de 700 mm (inférieure à 700 mm à Chadrac et autour de 750 mm à Bas). Une seconde bande, à l'ouest de la première recouvre des affluents intermédiaires secondaires de rive droite (qui n'ont pas été traitées) et le Lignon aval : la pluviométrie annuelle y est légèrement inférieure à 900 mm (à Yssingeaux : 860 mm en moyenne sur

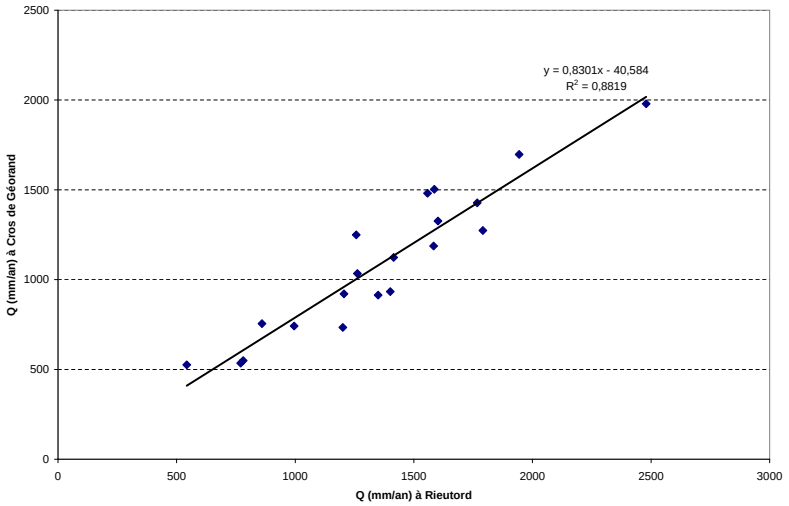


FIG. A.77 – *Variabilité des données de pluies: illustration en comparant les pluies de bassin annuelle sur les deux petits bassins amont du Tauron à Cros de Géorand et de la Loire à Rieutord.*

50 ans; 899 mm sur la période 94-04; à Tence : 901 mm en moyenne sur 50 ans ; à Saint-Julien Chapteuil : 892 mm en moyenne sur 50 ans ; au Perthuis : 884 mm sur la période 94-04; à Mortessagne : 802 mm sur la période 2002-2003).
L'évaluation de la lame d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin de la Loire à Bas-en-Basset à partir des données horaires varie de 894 mm (krigeage) à 925 mm (moyenne arithmétique). A partir des données sur 50 ans, plus quelques postes horaires situés dans des espaces peu informés (Valcivières, Viverols, Saint-Pal de Chalençon, Tiranges, Monistrol sur Loire, Saint-Maurice de Lignon, Saint-Genest-Malifaux, Montfaucon en Velay, Tence, Yssingeaux, Chomelix, Allegre, Fix Saint Geneyx, Saint Paulien, le Puy en Velay, Saint Julien Chapteuil, Fay sur Lignon, le Monastier sur Gazeille, Cayres, Saint Paul de Tartras, Alleyrac, Les Estables, Issanlas, Cros de Géorand et Mazan), la pluie moyenne estimée est 945 mm.
Conclusion : Bassin intermédiaire constitué de deux bandes de pluviométries différentes ; sous-estimation probable de la lame d'eau moyenne à partir des données horaires ; moyenne climatologique autour de 945 mm

Synthèse Cette analyse bassin par bassin a permis d'étudier la diversité des situations, selon les bassins et d'observer des bassins pour lesquels la pluviométrie est très variable.

Les tests de cohérence spatiale des pluies ponctuelles ont permis de souligner quelques éléments surprenants : les moyennes annuelles interannuelles des postes horaires de Bas-en-Basset, de Machabert et de Goudet semblent légèrement basses par rapport aux postes environnants ; les valeurs à Ste Eulalie et Issarles qui sont assez différentes pour les postes CRISTAL et les postes EDF ne peuvent pas complètement être tranchées à partir des postes Météo-France dans cette partie ; les valeurs à Fix Saint-Geneys des postes Météo-France et Cristal diffèrent assez largement et entourent la valeur sur 50 ans.

A partir des estimations des pluies de bassins, il apparaît que : (i) dans l'ensemble les tendances identifiées à l'aide des données sur 50 ans sont conservées avec les données horaires ; (ii) il apparaît cependant des cas de sous-estimations des lames d'eau annuelles à partir des données horaires, expliqués soit par la non prise en compte de certains postes ou le mauvais échantillonage de la pluviométrie, soit par des lacunes importantes dans les données horaires (qui ne peuvent être compensées simplement (*cf.* A.3.2.3) ; (iii) le choix de la méthode d'interpolation ne permet pas forcément de mieux estimer les valeurs moyennes issues des données sur 50 ans [1]. Dans la partie suivante nous avons synthétisé les valeurs numériques des pluies de bassins annuelles issues de différentes sources d'estimation.

Variabilité spatiale des pluies de bassin annuelles Ainsi, la partie précédente a montré que les pluies moyennes annuelles varient d'un bassin à l'autre. Pour illustrer cela, nous avons comparé les valeurs sur deux petits bassins très proches : la Loire à Rieutord et le Tauron à Cros de Géorand.

Dans l'ensemble les pluviométries de bassins se comportent de la même façon. En traçant, la figure FIG.A.77, nous avons voulu étudié quel est le rôle de la variabilité spatiale de la pluie sur l'estimation des lames d'eau moyennes. Pour cette figure, nous montrons le cas des 2 bassins les plus proches, celui de la Loire à Rieutord et du Tauron à Cros de Géorand. Sur la figure FIG.A.77, nous avons reporté ces valeurs annuelles. Il apparaît que la pluie annuelle de

1. dont la moyenne spatiale a été calculée avec une moyenne arithmétique, les postes étant en général assez nombreux, cela a cependant pu contribué a biaisé cette analyse

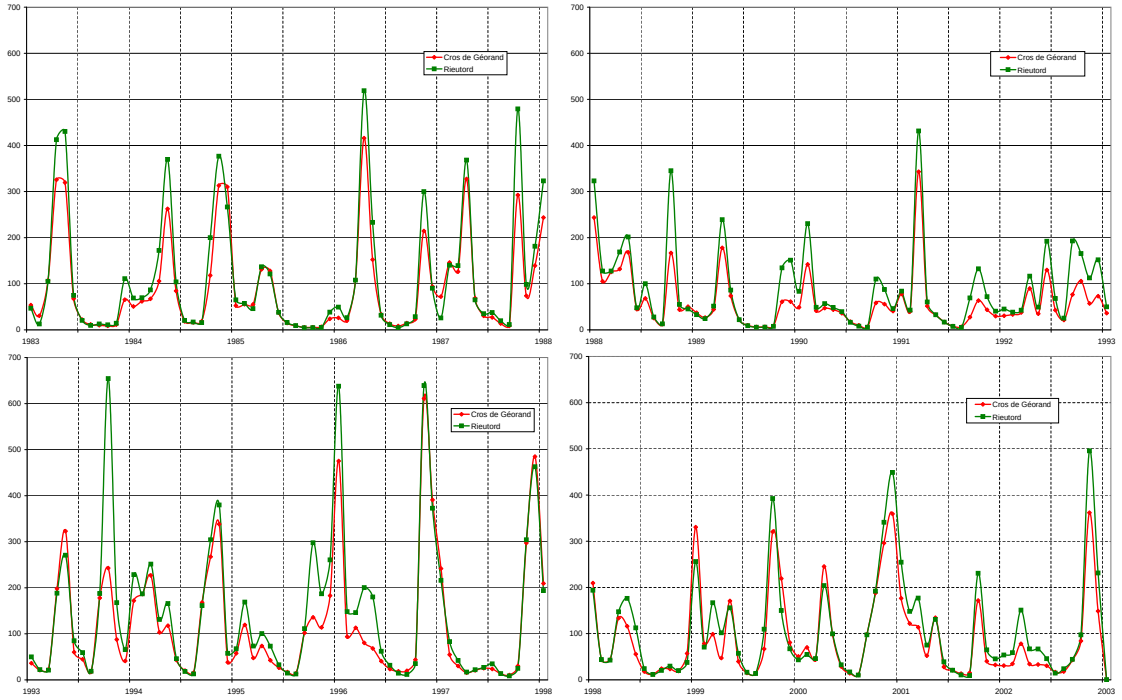


FIG. A.78 – *Comparaison des pluies de bassin mensuelles à Rieutord (EDF) et Cros de Géorand (EDF).*

bassin calculée à Cros de Géorand est toujours inférieure ou égale à celle calculée sur le bassin de la Loire à Rieutord (coefficient de la droite de régression : 0.83). La corrélation entre ces deux pluies de bassin est relativement forte (r^2=0.88) même si on aurait pu s'attendre à une relation encore plus forte sur des pluies annuelles de bassin.

Pour essayer de voir ce qui se passe derrière ces moyennes annuelles, nous avons tracé l'évolution des moyennes mensuelles (*cf.* FIG.A.78). L'écart entre les deux pluies de bassin est retrouvé sur ces valeurs, ainsi que leur bonne synchronisation : il est rare que lorsque des cumuls mensuels importants sont estimés sur l'un des bassins, ils ne soient pas observés sur l'autre bassin [1].

Comparaison des pluies de bassin annuelles avec celles de la littérature Le tableau TAB.A.10 permet de comparer les estimations des pluies de bassin annuelles calculées à partir des données horaires (moyenne arithmétique, polygones de Thiessen et krigeage ordinaire), des données journalières sur 50 ans (moyenne arithmétique) et les estimations des pluies de bassin de Dacharry (1974) et RIO2 (2004).

Dans un premier temps, en observant que la première colonne de données, il est possible de noter que selon la méthode de calcul utilisée, la pluie moyenne annuelle est relativement variable, notamment pour les bassins dont la pluviométrie est la plus forte.

Dans un second temps, on compare les lames d'eau annuelles de bassins issues de nos données (colonne 1) avec celles issues de la climatologie (colonne 2). Elles semblent cohérentes entre elles pour les bassins suivants : Cros de Géorand, Rieutord, Goudet, Besseyre, Pandraux, Espaly et Vaubarlet. Alors que les lames d'eau sur Coubon, Chadrac, Chambon-sur-Lignon sont inférieures à celles estimées à partir du réseau de pluviomètres. Ceci peut être dû soit à la qualité des données des postes qui ont servi à l'interpolation (si les données ponctuelles ont tendance à sous-estimer les précipitations cela a logiquement un impact sur l'estimation des lames d'eau de bassin calculées à partir de ces données, quelle que soit la méthode d'interpolation) ; soit au choix des postes et aux poids qui ont été choisis. Pour l'ensemble de ces 3 bassins, il semble que ce soit une combinaison de ces deux possibilités qui permette d'expliquer les écarts observés.

Enfin, lorsque nous avons comparé les valeurs que nous avons estimées à celles des travaux qui nous ont précédé. Les estimations de Dacharry (1974) ne concernent pas forcément les mêmes tailles des bassins que celles que nous étudions : pour les bassins sur la Gazeille, la Borne et le Lignon les estimations sont réalisées sur l'ensemble du bassin jusqu'à la confluence avec la Loire, alors que dans notre cas, le bassin est considéré jusqu'à la station hydrométrique, c'est-à-dire toujours en amont de la confluence. Sur la Gazeille, la valeur estimée par Dacharry (1974) est cohérente avec nos estimations dans la mesure où ces dernières concernent la partie du bassin de la Gazeille pour laquelle la

1. Ceci est également probablement dû au fait que les estimations de pluies de bassin sont estimées sensiblement à partir des mêmes postes pluviographiques.

Bassin	données horaires [a]	moyenne sur 50 ans [b]	estimation Dacharry	estimation RIO2
Cros de Géorand	1368-1512	1400		
Rieutord	1428-1575	1530	1670	
Goudet	1109-1190	1140		1507
Besseyre	973-1106	995-1025	965 [c]	
Coubon	1065-1088	1095		
Pandraux	797-924	890		
Espaly	762-790	788	775 [d]	806
Chadrac	941-965	980		
Arzon		820		
Chambon/L.	882-945	965-990	945 [e]	
Vaubarlet	788-902	810-905		
Ance du Nord		895	835-921	
Bas-en-B.	894-925	945	900	1025

TAB. A.10 – *Comparaison des estimations des lames d'eau annuelles précipitées par bassin calculées à partir d'interpolation des données horaires et calculées comme une moyenne arithmétique des moyennes interannuelles issues de la climatologie.*

[a] L'intervalle indique les valeurs maximales et minimales calculées à partir des données horaires par la moyenne arithmétique, les polygones de Thiessen et le krigeage ordinaire

[b] Moyenne arithmétique à partir du réseau de pluviomètres journaliers

[c] 965 mm sur le bassin de la Gazeille au Monastier sur Gazeille (88 km^2) vs. la Gazeille à Besseyre (51 km^2)

[d] 775 mm sur le bassin de la Borne à Chadrac (430 km^2) vs. la Borne à Espaly (375 km^2)

[e] 945 mm sur le bassin du Lignon à Pont de Lignon (700 km^2) vs. le Lignon au Chambon sur Lignon (139 km^2)

pluviométrie est la plus forte. Sur le bassin du Lignon, le même phénomène se produit. Sur la bassin de la Borne et sur celui de la Loire à Bas-en-Basset, les estimations de Dacharry (1974) sont complètement cohérentes avec celles que nous avons réalisées. En revanche son estimation sur la lame précipitée sur le bassin de la Loire à Rieutord est à la fois plus forte que celle évaluée à partir des données horaires et que celle évaluée à partir des données journalières. Elle est cependant relativement réaliste par rapport aux données ponctuelles enregistrées sur ce bassin. En ce qui concerne les estimations de RIO2 (2004), elles ont tendance à assez nettement surestimer les pluies de bassin – par rapport aux autres estimations. Ceci est particulièrement remarquable sur la bassin de la Loire à Goudet où une lame annuelle de plus de 1500 mm reflète a priori davantage les pluies situées à l'amont de ce bassin que sur l'ensemble du bassin. Ceci peut être dû au fait que l'estimation de RIO2 (2004) se base sur les années 1995-1999, c'est-à-dire des années plus pluvieuses que la moyenne.

Comparaison des méthodes d'interpolation pour estimer les pluies de bassins annuelles Un autre mode d'analyse consiste à visualiser l'évolution des lames d'eau par bassin versant étudié. Pour chaque bassin, on calcule les lames d'eau annuelles précipitées sur le bassin selon différentes méthodes que l'on compare (moyenne arithmétique, polygones de Thiessen et krigeage ordinaire) (*cf.* FIG.A.79 page 372). Ce travail permet (1) de visualiser l'évolution de la pluviométrie au fil des ans ; (2) de détecter une mauvaise répartition des pluviographes (si les valeurs sont du même ordre de grandeur quelle que soit la méthode, cela signifie que les pluviométries sont régulièrement réparties dans l'espace) ; (3) de détecter éventuellement des erreurs sur un ou plusieurs postes qui auront plus ou moins de poids dans une moyenne pondérée, selon la méthode choisie.

On peut constater que dans l'ensemble l'évolution de la pluviométrie conserve la même allure, quelque soit le basin considéré. Les différences entre les estimations selon les méthodes d'interpolation sont plus visibles pour les petits bassins (en haut : la Loire à Rieutord et le Lignon au Chambon sur Lignon) que pour les grands bassins (en bas : la Loire à Chadrac et la Loire à Bas-en-Basset). Sur les petits bassins, la moyenne arithmétique donne les estimations les plus basses et le krigeage fournit les plus élevées, alors que quasiment l'effet inverse se produit pour les grands bassins. Ceci est cohérent avec notre connaissance de la pluviométrie sur cette région et de la topologie du réseau. Sur les petits bassins situés dans des régions à forte pluviométrie, prendre la moyenne arithmétique de tous les postes informatifs va avoir pour effet de réduire les valeurs fortes, pourtant situés au milieu des bassins (par exemple Fay sur Lignon pour le bassin du Chambon sur Lignon) alors que pour les grands bassins, étant donnée, la répartition inégale du réseau horaire, faire une moyenne arithmétique simple revient à donner davantage de poids à la zone amont à forte pluviométrie et où le réseau est plus dense, et donc ainsi à augmenter artificiellement la valeur de la pluie de bassin moyenne.

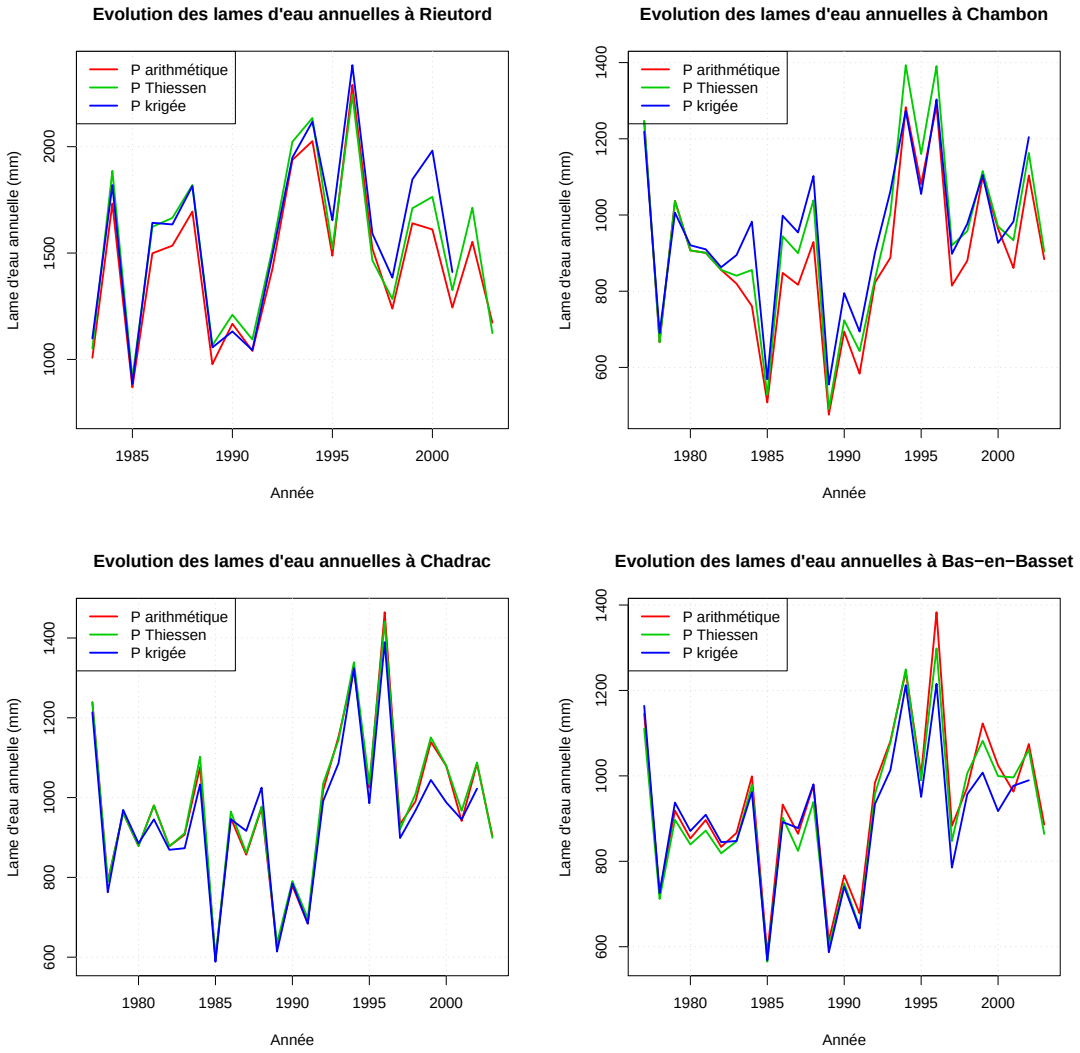


FIG. A.79 – *Evolution des lames d'eau annuelles sur différents bassins. Comparaison des lames d'eau estimées (a) par moyenne arithmétique, (b) par la méthode de Thiessen, (c) par krigeage. Les années 1980 à 1993 correspondent à une période plutôt sèche (en particulier l'année 1985 et de 1989 à 1991), alors que les années 1993 à 2002 correspondent à une période plutôt humide (en particulier les années 1994 et 1996).*

Vérification de la qualité des données de pluies au cours des épisodes de pluie Pour vérifier la qualité des données horaires, nous avons utilisé les éléments suivants :

- Tous les pas de temps pour lesquels la pluie ponctuelle mesurée est supérieure à 10 mm ont été extraits. Si la mesure est cohérente avec au moins une autre station et/ou arrive au cours d'un épisode pluvieux, elle a été conservée. Sinon elle a été mise en lacune.
- Les cumuls de pluie sur l'ensemble des pluviographes ont été tracés pour chaque épisode. Ceci permet d'identifier les pluviographes bouchés, complètement ou partiellement.
- Enfin, les pluies de chaque poste ont été tracées (avec plusieurs méthode d'interpolation) et mises en relation avec l'évolution des débits du bassin correspondant.

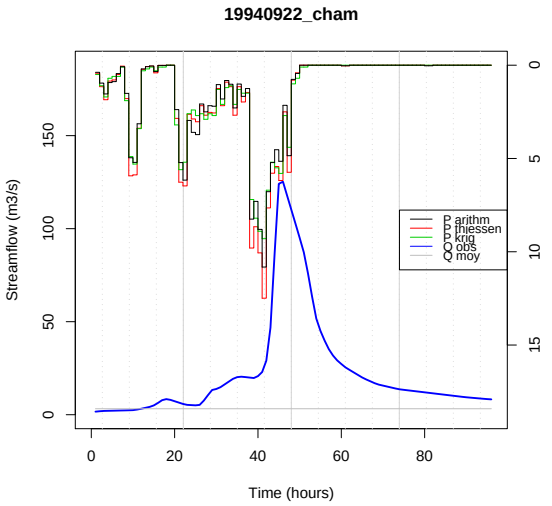


FIG. A.80 – *Mise en relation des données de pluies et de débits. Comparaison sur un événement (crue du 23 septembre 1994 au Chambon sur Lignon) des différentes méthodes d'interpolation (moyenne arithmétique, polygones de Thiessen, krigeage). Abscisses : temps en heures ; ordonnées : débits en* $m^3.s^{-1}$.

A.3.2.5 Désagrégation temporelle des pluies

Selon l'origine et la date des jeux de données, le pas de temps d'acquisition des données brutes n'est pas le même:

- les données Météo-France et les données EDF sont fournies au pas de temps horaire
- les données CRISTAL (et les données papier auparavant) sont dépouillées au pas de temps de 4 heures en période normale et au pas de temps bi-horaire en période de crue jusqu'en 1998.

Pour mettre ces données au pas de temps horaire, nous avons réparti de cumul uniformément sur l'ensemble des pas de temps. Par exemple, un cumul de 25 mm en 2 heures, sera réparti en 12.5 mm sur la première heure et 12.5 mm sur la seconde heure [1].

Le choix du pas de temps Le choix de la résolution temporelle de travail sur les incertitudes associées aux données de pluie, d'autant plus quand il s'agit de calculer une lame d'eau spatialisée (*cf.* partie 7, page 151).

Il est possible d'évaluer la représentativité spatiale d'un pluviomètre en fonction du pas de temps de travail par les relations suivantes:

- la portée (au sens de la géostatistique, comme cela est vu dans la partie 7, page 151) β d'un pluvio est à peu près : $\beta_{km} = 25 * (\Delta t_{heures})^{1/3}$
- pour un point qui serait à équidistance de 2 pluviographes espacés de la portée β, et pour un modèle sphérique de portée, la connaissance des pluies aux deux postes ne réduit que de 20 % l'incertitude totale (sans la connaissance des mesures en ces postes);

Le choix du pas de temps de travail ne doit pas se faire en fonction des données de pluies dont on dispose (dont, de toute façon, comme on l'a vu plus haut, la résolution temporelle varie selon l'origine des postes et selon les périodes), mais en fonction des temps caractéristiques des temps de montée des débits : il faut pouvoir « voir » cette montée. Ceci permet de définir un pas de temps minimal : pour voir la montée, il faut que celle-ci dure au moins deux pas de temps, voire trois. Pour nos bassins d'étude, ce critère aboutit à un pas de temps horaire pour les plus petits bassins. Nous avons choisi ce pas de temps. Mais comme on l'a également vu, la représentativité d'un pluviomètre est directement liée au choix de ce pas de temps.

On considère en général que pour que le réseau soit minimal, il faut qu'il n'y ait pas de points hors de portée des différents pluviographes ; et que pour qu'un réseau soit suffisamment dense, il faut que l'ensemble des points soient à moins d'un tiers de la portée d'un pluviomètre, *i.e.* que les pluviographes soient au minimum espacés des deux tiers de leur portée.

Corrélation temporelle des pluies désagrégées

Analyse Comme on a désagrégé temporellement des pluies cumulées en divisant le cumul par le nombre de pas de temps (méthode assez fruste!), il est nécessaire de proposer une étude de la corrélation temporelle des pluies afin de s'assurer de ne pas introduire de structure temporelle artificielle trop importante.

La démarche consiste à étudier les corrélations temporelles des données CRISTAL et de les comparer avec celles des jeux de données initialement fournis au pas de temps horaire (i.e. les données EDF et Météo-France), qui nous servent de témoins. Si une hausse des coefficients d'autocorrélation est observée sur les séries où les cumuls de pluie ont été désagrégés, alors cela signifie qu'on a introduit par cette manipulation une structure temporelle supplémentaire.

Méthode et résultats Dans un premier temps, sont représentées pour chacun des postes pluviographiques, les données à $t + \Delta t$ en fonction des données à t (figure A.81). Sur cette figure, on peut trouver une illustration du type de courbes obtenues avec les données ayant subi une désagrégation temporelle : pour le poste de Cayres, on disposait de données au pas de temps bi-horaire ou quadri-horaire : on a donc réparti le cumul sur les différents pas de temps considérés. Cette manoeuvre a pu introduire une structure temporelle supplémentaire et donc rehausser les valeurs du coefficient de corrélation.

Cette représentation laisse apparaître, dans le cas de faibles intervalles de temps, un assez grand nombre de cas où les données à t et à $t + \Delta t$ sont identiques, ce qui est logique étant donné le type de désagrégation réalisée. Quand les intervalles de temps augmentent (2h, 3h), le nombre de ces cas diminue, mais persiste cependant. Pour le cas qui nous

1. Une autre solution possible aurait pu consister à répartir ces cumuls par des tirages aléatoires :
   - Tirage d'une valeur k dans une loi uniforme $\mathcal{U}$
   - Cumul sur la première heure : $P_{2h} * k$, où $k \in [0,1]$
   - Cumul sur la seconde heure : $P_{2h} * (1-k)$

Ou d'utiliser des modèle de cascades d'échelles (Olsson, 1998)

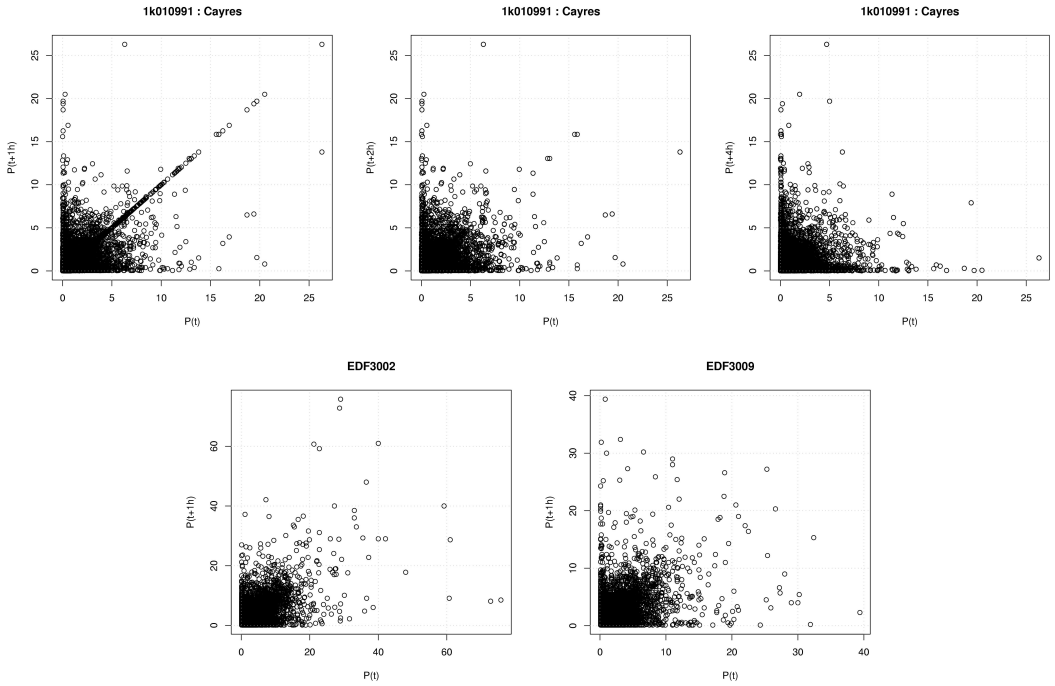


FIG. A.81 – *Corrélation des données de pluies désagrégées : exemple du poste de Cayres (en haut : à gauche relation entre le pluie à t et la pluie à t+1 h ; au centre : relation entre la pluie à t et la pluie à t+2 h ; à droite relation entre la pluie à t et à t+4 h) et comparaison avec les postes EDF (en bas : relation entre la pluie à t et à t+1 h, à gauche à Ste Eulalie, à droite à Uscladès et Rieutord).*

sert d'illustration, Cayres, on s'aperçoit que cette structure temporelle artificielle a disparu pour des intervalles $\Delta t = 4h$. A titre indicatif, sont tracés également les relations entre les pluies à t et les pluies à $t + 1h$ pour deux des postes EDF (i.e. pour lesquels des données horaires ont été fournies): il n'y a pas d'artefact de structure temporelle apparent.

Ensuite, on évalue pour chaque poste et chaque intervalle de temps, un *corrélogramme* [1] : c'est-à-dire que l'on calcule le coefficient de corrélation entre les pluies à t et les pluies à $t + \Delta t$, Δt constituant une sorte de *portée temporelle*.

Ce coefficient de corrélation est calculé d'abord sur l'ensemble des valeurs (FIG.A.82 à gauche). On peut remarquer que (1) l'ensemble des valeurs de coefficients de corrélation décroît logiquement quand la portée temporelle augmente, (2) l'enveloppe des valeurs reste assez large : par exemple, le coefficient de corrélation varie de 0.4 à 0.85 pour des intervalles de temps de 1 heure.

La figure de droite a été tracée exactement de la même façon, mais les valeurs nulles de pluie ont été ôtées des jeux de données. On constate tout d'abord que les deux courbes sont très proches. On peut cependant noter quelques modifications : la structure temporelle semble se renforcer dans le cas des valeurs non nulles pour des portées de 12 à 18 heures; alors que la structure temporelle semble décroître pour des portées plus courtes (environ de 2 à 10 heures), sans explication *a priori*.

Pour compléter cette analyse, nous avons tracé les valeurs du coefficient de corrélation selon que l'on prend en compte les valeurs nulles ou non (A.83).

Ce qu'il en ressort est que pour les très faibles valeurs du coefficient de corrélation (correspondant d'après la figure FIG.A.82 aux intervalles de temps les plus grands), le fait de prendre en compte ou non les pluies nulles, n'a quasiment pas d'impact. Par contre, si on considère des intervalles moins longs et de plus fortes valeurs du coefficient de corrélation (supérieures à 0.2), alors, le fait de prendre en compte les pluies négatives, aura tendance à augmenter la valeur du coefficient de corrélation.

Ces résultats sont cohérents avec l'analyse réalisée à partir de la figure FIG.A.82. Pour interpréter ces résultats, il faudrait affiner avec une analyse spectrale des séries avec et sans les pluies nulles.

Ensuite, ont été tracés les corrélogrammes des postes par type de réseaux (FIG.A.84). Comme une grande part des données CRISTAL, ont été désagrégées temporellement sur 2 heures la plupart du temps, voire 4 heures, on peut

1. pour le vocabulaire de la géostatistique, on pourra se référer à la partie C.1.1

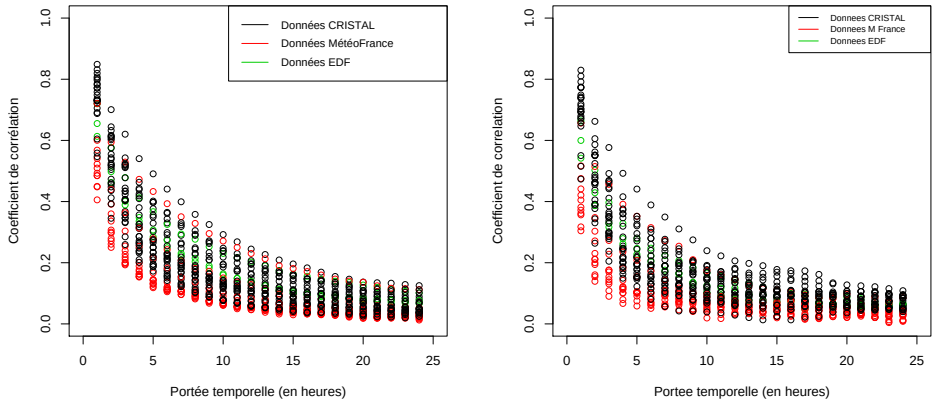


FIG. A.82 – *Evolution du coefficient d'auto-corrélation temporelle en fonction de l'intervalle de temps et en fonction du réseau (à gauche en prenant en compte les valeurs nulles ; à droite, en les supprimant).*

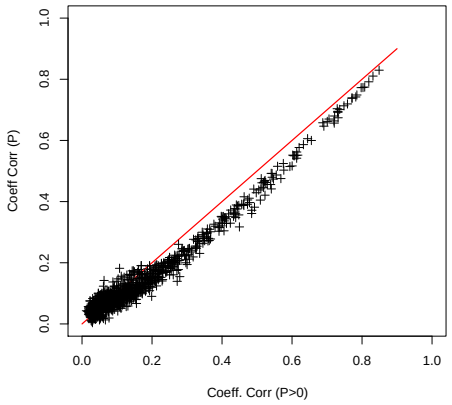


FIG. A.83 – *Relation entre les coefficients de corrélation temporelle selon que l'on tient compte ou non des pluies nulles. x: $P > 0$ et y: $P \geq 0$.*

s'attendre à ce que les coefficients de corrélation temporelle pour les faibles pas de temps (1h, 2h, etc) soient plus élevés que pour les postes des autres réseaux. Or, ce n'est pas tout à fait le cas.

Si la plus grande partie des postes Météo-France présentent des coefficients de corrélation avec de faibles valeurs, il en existe cependant quelques-uns pour lesquels les valeurs, notamment sur les premiers intervalles de temps sont similaires à celles des certains postes CRISTAL : c'est le cas, notamment du poste de Mazan l'Abbaye (noté 15 sur la figure) et du poste des Estables (noté 18). Parallèlement, on peut aussi constater que les valeurs de la corrélation temporelle des postes EDF sont du même ordre de grandeur. Ces résultats ne sont pas exactement ceux auxquels on aurait pu s'attendre : si la désagrégation temporelle à un impact sur la valeur du coefficient de corrélation temporelle pour les faibles intervalles de temps (ce que l'on intuite), les valeurs de ces coefficients devrait être plus fortes pour les postes CRISTAL (sauf les plus récents) que pour les postes EDF et Météo-France. Or,. . . c'est presque le cas, mais pas complètement! Il faut donc trouver un autre facteur permettant d'expliquer, tout au moins partiellement, les variations des valeurs des coefficients temporels.

Pour poursuivre l'analyse de la figure FIG.A.84 - et notamment permettre de traiter le cas des faibles intervalles de temps qui nous intéresse particulièrement puisqu'ils traitent des corrélations temporelles des données que nous avons désagrégées - nous avons tracé, ensuite les valeurs de ces coefficients, pour un intervalle de temps donné (ici 1h, 2h, 4h et 6h) avec les postes classés selon leur réseau d'origine (FIG.A.85). On constate à peu près la même chose que précédemment : à un intervalle de temps de une heure, la plupart des coefficients de corrélation des postes CRISTAL sont proches ou supérieurs d'une valeur de 0.7

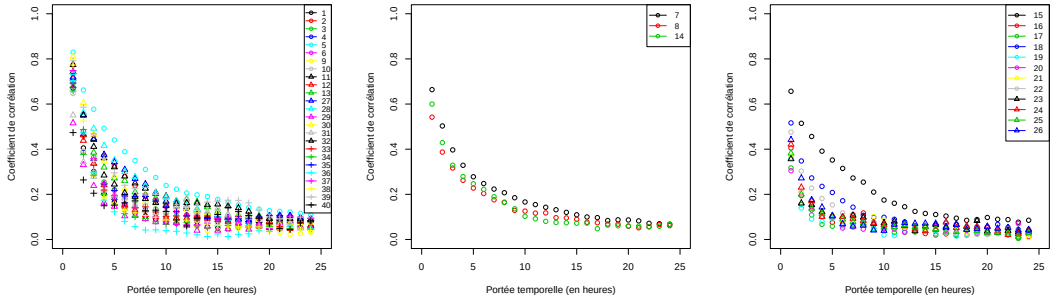


FIG. A.84 – *Corrélogramme des postes par réseau (à gauche : CRISTAL; au centre : EDF; à droite : Météo-France).*

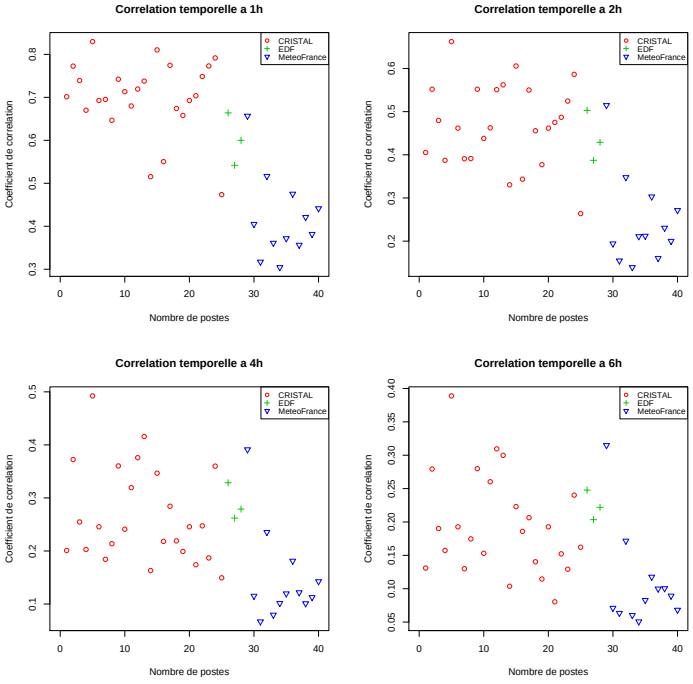


FIG. A.85 – *Répartition des coefficients de corrélation temporelle selon l'intervalle de temps et le type de réseau.*

Les postes Météo-France ont dans l'ensemble des valeurs plus faibles que les autres réseaux. Ceci peut s'expliquer par le fait que les données ont été enregistrées au pas de temps horaire, mais pas seulement : les postes EDF ont également été enregistrés au pas de temps horaire, pourtant, ceux-ci ont des valeurs de corrélation proches de celles des postes CRISTAL. Les postes Météo-France qui ont les valeurs des coefficients de corrélation les plus élevées sont pour une portée horaire, et dans l'ordre décroissant: Mazan-l'-Abbaye, Les Estables et Mazet-Saint-Voy, c'est-à-dire les postes situés sur la partie du bassin soumise aux épisodes pluvieux les plus intenses. Ceci est conforté par les valeurs de corrélation calculées pour les postes EDF, situés dans la même partie du bassin. La relation entre l'amplitude des événements et la valeur du coefficient de corrélation temporelle semble donc exister.

Quand aux postes du réseau CRISTAL dont les coefficients de corrélation sont les plus faibles pour une portée de 1 heure, ce sont des postes à la fois relativement récents (et donc moins de désagrégation temporelle) et pour lesquels les cumuls de pluie horaires ne sont pas les plus intensifs (Montfaucon en Velay, Viverols,...)

Pour des intervalles de temps plus élevés, les écarts entre réseaux s'atténuent, même si les positions relatives des coefficients de corrélation de chacun des postes perdurent.

Il est à noter que si les postes soumis aux événements pluvieux les plus importants semblent être davantage corrélés dans le temps, ceci peut en partie être expliqué par le fait que le coefficient de corrélation (de même que les autres moments d'ordre 2 : la variance et le covariance) est tiré par les plus fortes valeurs ?

Conclusions En conclusion, le type de désagrégation temporelle réalisé (répartition uniforme sur l'ensemble des pas de temps) semble légèrement faire augmenter artificiellement la corrélation temporelle entre les pluies ponctuelles horaires (à t) et les pluies suivantes (à t+1 h). Cependant cet artefact diminue rapidement pour quasiment disparaître au delà de 4 heures. Par ailleurs, l'étude de la corrélation temporelle des données d'un même poste et pour différentes échéances (*cf.* FIG.A.85 page 377) entraîne deux conclusions. La première est issue de l'observation du comportement du coefficient d'autocorrélation des données fournies initialement au pas de temps horaire (FIG.A.84 et FIG.A.85). Il apparaît que des valeurs plus fortes de coefficient d'autocorrélation apparaissent pour les postes soumis aux épisodes pluvieux les plus intenses (typiquement les postes EDF et les postes Météo-France de Mazan, des Estables et dans une moindre mesure, ceux de Mazet-saint-Voy et d'Yssingeaux). Le second élément de conclusion apparaît lorsqu'on compare les données CRISTAL désagrégées avec les données fournies initialement au pas de temps horaire (données EDF et Météo-France), les valeurs des coefficients d'autocorrélation calculés montrent que si cette désagrégation temporelle à clairement une influence, les valeurs des coefficients de corrélation rencontrées sont de l'ordre de celles observées pour les postes horaires dont la corrélation est maximale, *i.e.* , les fortes valeurs observées pour la corrélation temporelle des postes CRISTAL dont les données ont été désagrégées, sont de l'ordre des corrélations temporelles les plus fortes des postes EDF et Météo-France.

A.3.3 Les autres données météorologiques

A.3.3.1 Les autres données météorologiques

Les autres données météorologiques disponibles pour cette thèse sont des températures quotidiennes minimales (à 6h), moyennes (à 12h) et maximales (à 16h) en 7 points du bassin (TAB.A.11). Ces données sont issues du réseau CRISTAL. Les données de températures sont intéressantes pour le cycle hydrologique car elles permettent (1) d'évaluer une évapotranspiration potentielle ou réelle, (2) de déterminer l'état des sols (gelés ou non) et (3) d'avoir une idée sur la nature des précipitations (neige, pluie).

Nom	Altitude	Période	Nb jours	Tmin				Tmoy				Tmax			
Station	(mm)	Début	Tmax < 0	min	moy	max	éc-t	min	moy	max	éc-t	min	moy	max	éc-t
Chadrac	714	1977	12	-21.3	4.5	23.0	6.2	-16.4	9.7	28.5	6.9	-13.3	14.8	37.5	8.4
Yssingeaux	898	1977	17	-21.3	3.6	19.5	6.0	-15.9	8.6	26.4	6.9	-14.2	13.7	36.0	8.4
Estables	1486	1983	43	-25.5	2.3	20.8	6.4	-19.4	6.0	26.4	7.2	-16.8	9.6	31.6	8.2
Landos		1991	27	-19.5	2.6	15.9	6.0	-11.6	7.0	22.5	6.7	-9.8	11.4	29.8	7.9
Mazet-St-Voy	1130	1991	28	-15.5	2.6	15.9	6.0	-12.2	7.0	22.5	6.7	-10.2	11.2	31.0	7.9
Monistrol/L.	450	1992	17	-13.3	5.3	20.4	6.0	-10.0	9.5	26.4	6.9	-8.2	13.8	34.2	8.2
Le Perthuis		1992	21	-14.8	4.0	19.7	6.0	-11.1	8.3	25.3	6.9	-9.6	16.6	31.9	8.2

TAB. A.11 – *Données de températures disponibles. Les statistiques sur les valeurs minimales, moyennes et maximales sont données en °C; «éc-t» représentent les écart-types des séries; «Nb jours Tmax<0 » représente le nombre de jours moyen par an pour lesquels la température maximale enregistrée est négative. Toutes les séries traitées se terminent en juin 1999.*

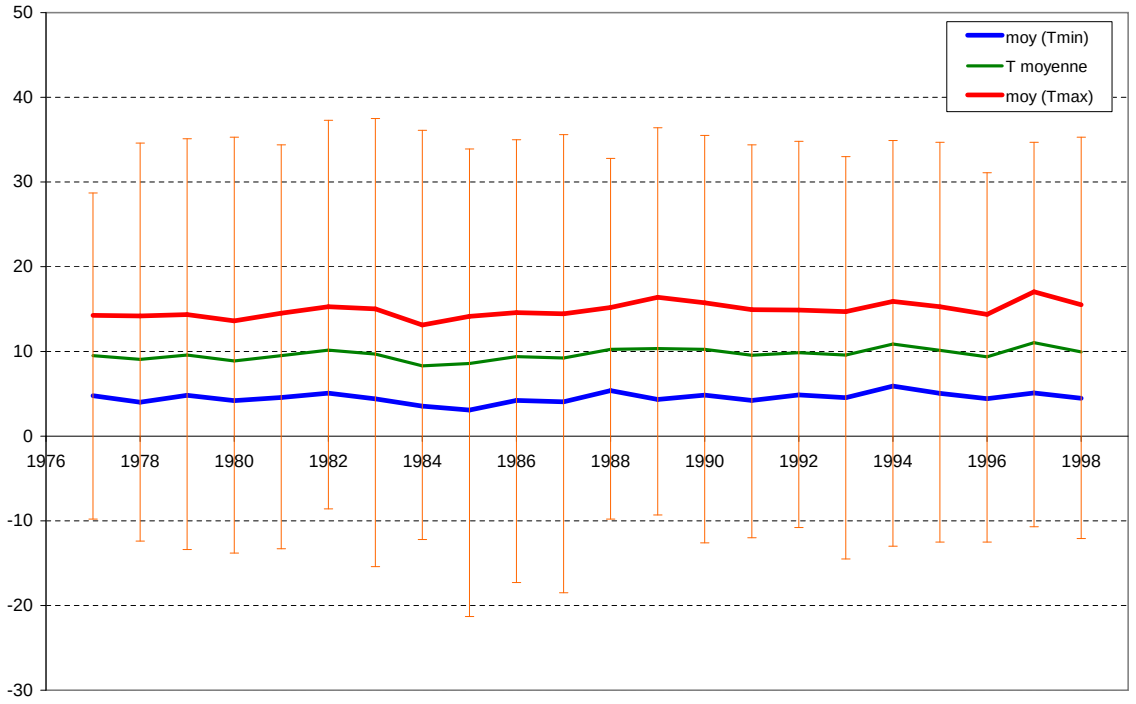


FIG. A.86 – *Courbes des moyennes annuelles des températures journalières à 6h (Tmin en bleu) à 12h (Tmoy, en vert) et à 16h (Tmax en rouge) pour la station de Chadrac. Les barres en orange représentent les amplitudes des valeurs extrêmes annuelles.*

L'évapotranspiration potentielle (ETP) peut être estimée à partir de différentes formules. Cependant en ce qui concerne la prévision des crues, l'estimation de l'ETP n'a un rôle que pour l'estimation de l'état d'humidité initial du bassin et aura ensuite peu d'impact sur le déroulement de la crue. Cependant la thèse de Oudin (2004) a montré au pas de temps journalier la très faible sensibilité des modèles hydrologiques pluie-débit à la formule d'estimation de l'ETP et notamment cette thèse a montré que l'utilisation d'une ETP à partir de valeurs décadaires interannuelles est satisfaisante. Nous avons donc utilisé une solution perfectible consistant à un calcul de l'ETP horaire selon une formule de

Penman et à partir des valeurs décadaires interannuelles à la station météorologique du Puy-en-Velay (les autres stations environnantes étant celles de Clermont-Ferrand, Millau, Montélimar, Nîmes, Tarare, Vichy). Cette solution peut très probablement être améliorée, cependant, les résultats obtenus sont assez proches de ceux obtenus à l'aide d'autres techniques (FIG.A.87).

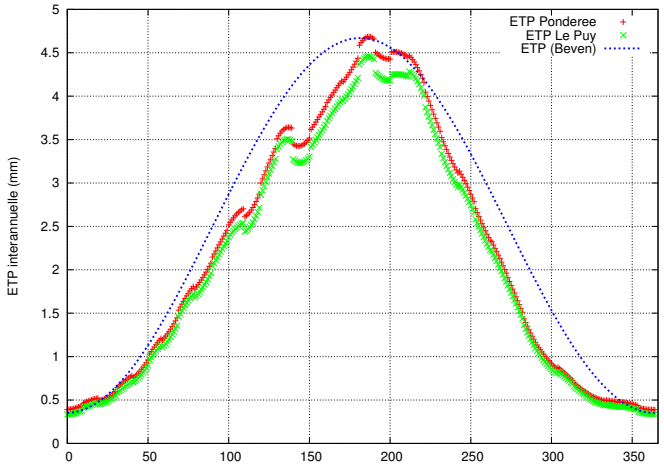


FIG. A.87 – *Comparaison des ETP calculées à partir des données décadaires interannuelles (a) du Puy en Velay, (b) de l'ensemble des 7 stations (moyenne pondérée) et (c) d'une ETP calculée à partir du code de TOPMODEL.*

La valeur annuelle de l'ETP interannuelle ainsi calculée est de 760 mm ce qui est cohérent avec les ETP estimées par Dacharry (1974), sur la période 1949-1967 à partir des formules de Turc et de Penman (FIG.A.88). Il est notamment possible de noter sur cette figure que : (1) en un même point, selon la formule utilisée l'évaluation de l'ETP est assez variable (comparaison des courbes (b) Turc et (c) Penman au Puy en Velay); (2) pour une même formulation de l'ETP et pour un même point d'évaluation d'importantes variations annuelles existent : (3) selon le point d'évaluation choisi, l'ETP est relativement variable (comparaison des courbes (c) et (e) reflétant les évaluations à partir de la formule de Penman au Puy en Velay et à Clermont-Ferrand). Enfin, cette figure nous permet de vérifier que notre estimation d'ETP interannuelle est cohérente avec les estimations réalisées par Dacharry (1974) [1]. Pour fixer les idées, il est possible de citer les ETP annuelles moyennes estimées par Oudin (2004) pour les postes environnants : Clermont-Ferrand 811 mm (ce qui correspond à peu près aux valeurs estimées par Dacharry (1974), FIG.A.88 courbe (e)); Millau 1025 mm; Nîmes 1202 mm; Tarare 739 mm et Vichy 736 mm [2].

Ceci est cohérent avec les travaux de Andréassian *et al.* (2004b) sur les ETP du Massif Central (FIG.A.90, page 382).

1. Il est de plus possible de noter un écart élevé avec la formulation de l'ETP interannuelle au Puy en Velay par Oudin (2004)

2. Toujours d'après l'étude de Oudin (2004), pour rappeler les ordres de grandeur des ETP annuelles, nous pouvons également rapeller les valeurs suivantes : en France, Trappes 703mm, Brest 781mm : Montpellier 1187 mm et Perpignan 1341mm ; en Arizona (USA), à Tucson, une valeur de 2078 mm est estimée, fournissant un ordre d'idée de l'ETP sur les bassins arides

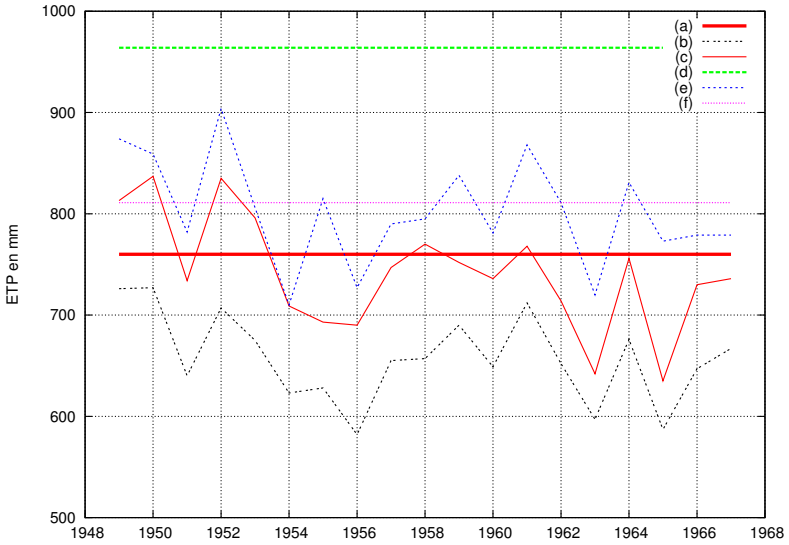


FIG. A.88 – *Comparaison avec les valeurs d'ETP de la littérature : (a) valeur interannuelle utilisée dans cette étude sur l'ensemble des bassins [rouge épais]; (b) ETP de Turc évaluée par Dacharry (1974) au Puy en Velay [noir]; (c) ETP de Penman évaluée par Dacharry (1974) au Puy en Velay [rouge fin]; (d) ETP de Penman moyenne au Puy en Velay estimée par Oudin (2004) [vert]; (e) ETP de Penman évaluée par Dacharry (1974) à Clermont-Ferrand [bleu]; (f) ETP de Penman à Clermont-Ferrand estimée par Oudin (2004) [fuschia].*

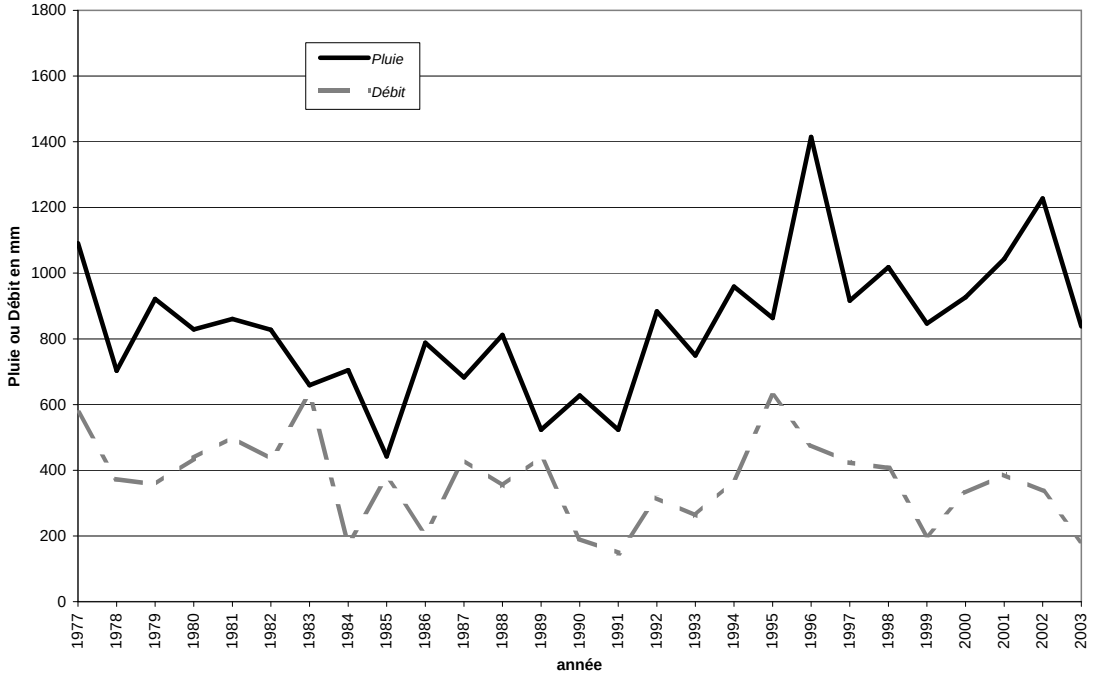


FIG. A.89 – *Lames écoulée et précipitée à Bas-en-Basset. (les années représentées sont les années civiles).*

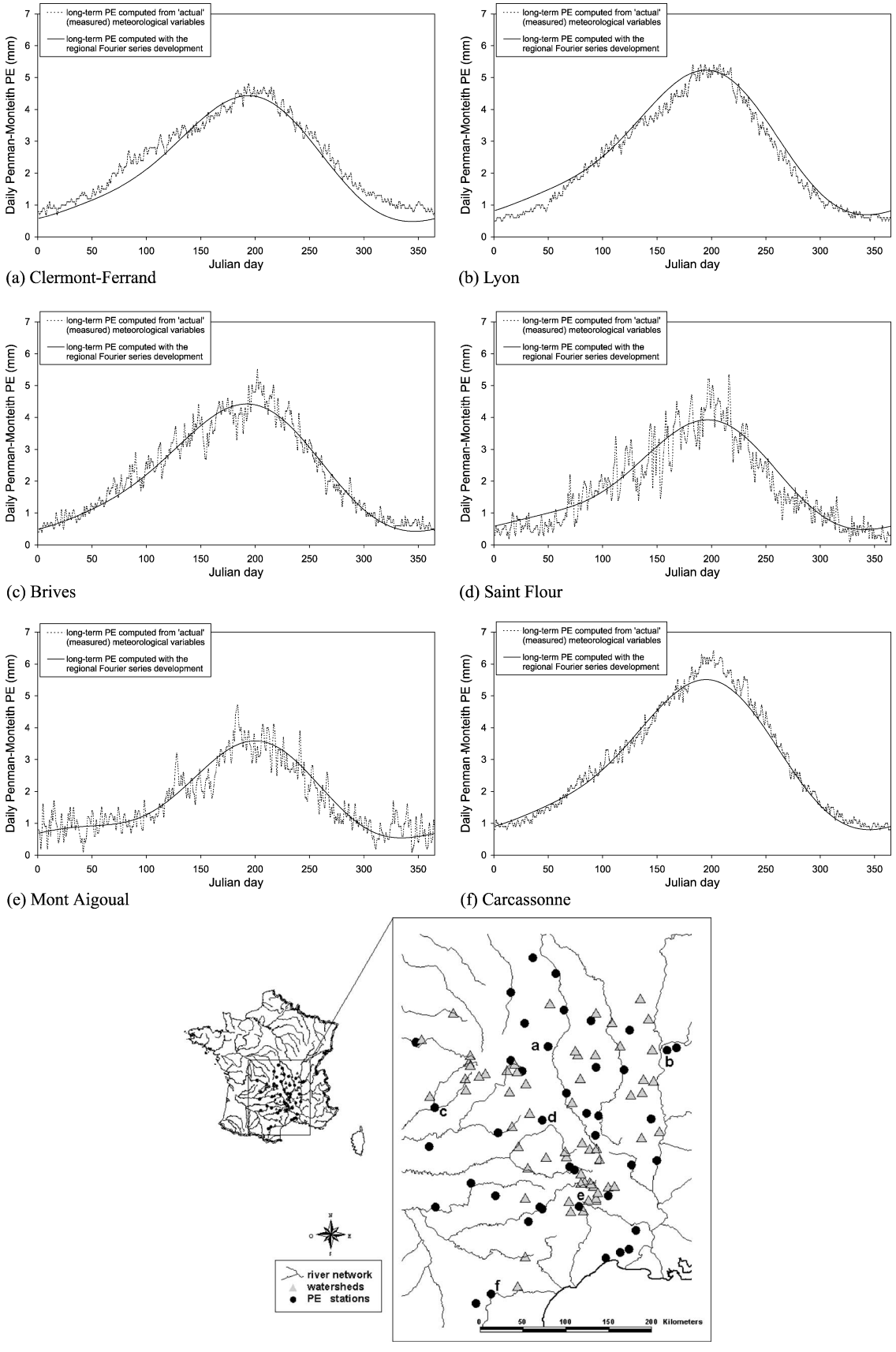


FIG. A.90 – *Exemple de variations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle en six points du Massif Central (source : Andréassian* et al. *(2004b).*

A.3.4 Les données de débits

A.3.4.1 Les stations de mesure des hauteurs d'eau

Pour cette étude, nous avons choisi de travailler avec 11 stations hydrométriques pour lesquelles des données ont été mises à notre disposition : 2 stations EDF sur de petits bassins naturels sans influence humaine et soumis plus particulièrement à des épisodes pluvieux intenses ; et 9 stations CRISTAL permettant de mesurer les débits sur des bassins de taille croissante et, bien que situés dans une même région d'étude, soumis à des événements pluvieux d'origine différentes.

Pour les stations EDF, les données qui nous ont été transmises sont déjà au pas de temps horaire. Pour les stations de débit CRISTAL, des données peuvent être disponibles en débit instantané à partir de 1995 environ (mais même après 1995, on retrouve parfois des données journalières moyennes). Pour les données CRISTAL antérieures à 1995, des débits moyens journaliers étaient disponibles sous format numérique ; un certain nombre d'épisodes pour lesquels des hauteurs instantanées étaient disponibles sous forme papier, ont été traités et numérisés, notamment au cours de la thèse de Grelat (2002). Comme cela a été décrit en 3.2.2.2 page 62, les débits ont été mis à pas de temps fixe à partir de données à pas de temps variables. Pour vérifier rapidement que cela n'a pas d'influence sur la distribution des débits, nous comparons dans le tableau TAB.A.12, les caractéristiques de cette distribution avec les données issues de la banque HYDRO [1] et celles issues du travail de Dacharry (1974) quand elles sont disponibles.

Bassin	Moy $m^3.s^{-1}$	Min $m^3.s^{-1}$	Max $m^3.s^{-1}$	1°d $m^3.s^{-1}$	Méd $m^3.s^{-1}$	9°d $m^3.s^{-1}$	95% $m^3.s^{-1}$	99% $m^3.s^{-1}$	Qsp $l/s/km^2$	Lame mm/an
Cros	0.7	0.02	90	0.08	0.31	1.58	2.65	5.92	39	1230
Cros DAC	0.7								38	1200
Rieutord	2.7	0.03	443	0.21	1.15	5.69	8.08	23.38	45	1420
Rieutord DAC	2.5								39.8	1248
Goudet	5.0	0.44	868	1.56	2.88	8.23	12.43	37.16	11.6	365
Goudet HYDRO	5.6		1600	1.53	3.16	9.8	15.40	45.20	13.0	411
Besseyre	1.3	0.01	81	0.25	0.81	2.54	3.69	7.78	25.5	800
Besseyre HYDRO	1.4		63.9	0.23	0.94	3.04	4.16	7.55	28.6	880
Monastier DAC [a]	1.4								16.4	516
Coubon	8.1	1.35	644	2.51	5.50	13.33	19.54	52.25	11	350
Pandraux	1.6	0.01	103	0.15	0.90	3.35	4.45	10.95	15	470
Espaly	3.1	0.09	185	0.64	1.69	6.06	8.78	21.23	8.3	260
Espaly HYDRO	3.6		261	0.72	2.12	7.83	11.10	23.80	9.71	306
Chadrac DAC [b]	3.7								8.7	274
Chadrac	14.8	0.72	1361	3.63	9.07	28.72	40.76	94.13	11.3	357
Chadrac HYDRO	18.1		2000	3.72	10.7	37.9	53.7	114	13.8	437
Chadrac DAC	20								15.2	479
Chambon	3.2	0.01	291	0.32	1.88	6.63	9.60	22.83	23	726
Chambon HYDRO	3.1		750	0.34	1.92	6.6	9.3	20.7	22.4	708
Chambon DAC	3.1								20.8	654
Vaubarlet	3.4	0.03	104	0.58	2.40	6.75	9.33	17.77	15	470
Vaubarlet HYDRO	3.2		105	0.51	2.29	6.45	8.70	15.90	13.8	437
Vaubarlet DAC	3.3								14.8	465
Bas-en-B	37.3	1.24	3484	6.45	23.73	79.97	108.20	209.44	11.5	364
Bas-en-B HYDRO	38.2		3500	6.45	24.5	83	115	218	11.8	373
Bas-en-B DAC	41.5								12.5	392

TAB. A.12 – *Comparaison des séries de débits de notre jeu de travail (en gras) avec des études antérieures ou parallèles : celle de la banque Hydro (notées HYDRO) et dy travail de Dacharry (1974) (notées DAC).*

[a] 88 km^2
[b] 430 km^2

Pour chacune des stations de débits, des jaugeages sont plus ou moins régulièrement réalisés de manière à réactualiser les courbes de tarage.

1. http://www.hydro.eaufrance.fr

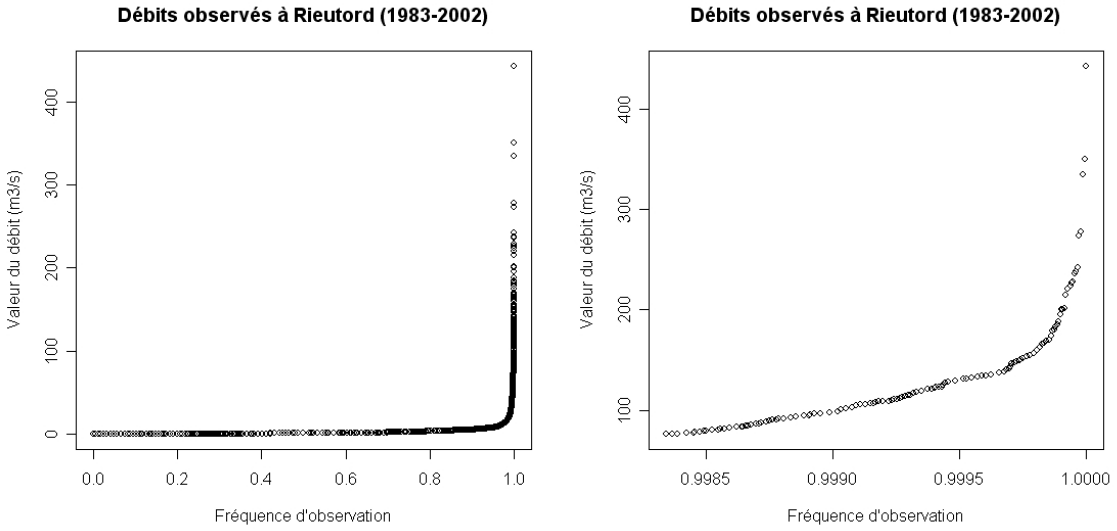


FIG. A.91 – *Distribution des débits (1983-2002) pour la Loire à Rieutord.*

La courbe des fréquences cumulées des débits (FIG.A.91) montre que finalement, on ne s'intéresse qu'à une toute petite partie de la chronique complète des débits.

A.3.4.2 La variabilité interannuelle des données de débits

Pour illustrer la variabilité interannuelle des débits, une analyse sur le cas particulier du Tauron à Cros de Géorand est présenté ici. Elle permet de mettre en avant, pour ce cas d'étude, que la période 1999 à 2002 (en bas à gauche), i.e. 4 ans de données, ne fait apparaître aucune crue supérieure à 40 $m^3.s^{-1}$, alors que c'est le cas pour toutes les autres périodes représentées. De la même façon, il est possible d'observer un nombre plus ou moins important de crues fortes ; de crues fortes en automne ; de crues fortes de printemps.

A.3.4.3 Contrôle des données de débits.

Cohérence des données de débits avec les pluies Tracer les hydrogrammes et les hyétogrammes correspondant peut permettre de détecter des erreurs ou incohérences soit sur les données de débits, soit sur les données de pluie. Un exemple est donné sur la figure FIG.A.93 page 386. Cette crue du Lignon n'est pas correctement datée et il a donc fallu la recaler par rapport aux différentes observations réalisées.

Cohérence des données de débits entre elles Pour vérifier la cohérence des données de débits entre elles, il existe plusieurs méthodes selon ce que l'on veut vérifier. Pour vérifier la cohérence temporelle, tracer la chronique des débits au cours d'un événement en différentes stations permet de vérifier que les temps de propagation entre les pointes à différentes stations sont réalistes.

Pour vérifier que la valeur de la pointe est réaliste, il est également possible de tracer la valeur du débit de pointe d'une station aval en fonction du débit de pointe d'une station amont.

Ces deux méthodes de vérification ont néanmoins leurs limites. En effet, la plupart des études antérieures ont souligné le fait que la relation entre les valeurs des pointes de l'amont vers l'aval n'est pas linéaire : selon le type de crue, celle-ci peut prendre de l'ampleur en se propageant vers l'aval grâce à un renforcement des débits par les affluents intermédiaires, elles peut également se dissiper progressivement si il n'y a pas de renfort des affluents aval.

Concernant les temps de propagation, Jollois (1881) souligne le fait que plus les crues sont fortes, plus elles se propagent vite dans le réseau hydrographique.

Avec ces limites à l'esprit, nous avons menés ces tests, dont voici quelques résultats.

Bas en Basset et les stations amont La relation entre les données mesurées à Chadrac et à Bas-en-Basset est relativement linéaire (FIG.A.95) : grossièrement, pour les débits supérieurs à 400 $m^3.s^{-1}$ à Chadrac, on a la relation suivante :

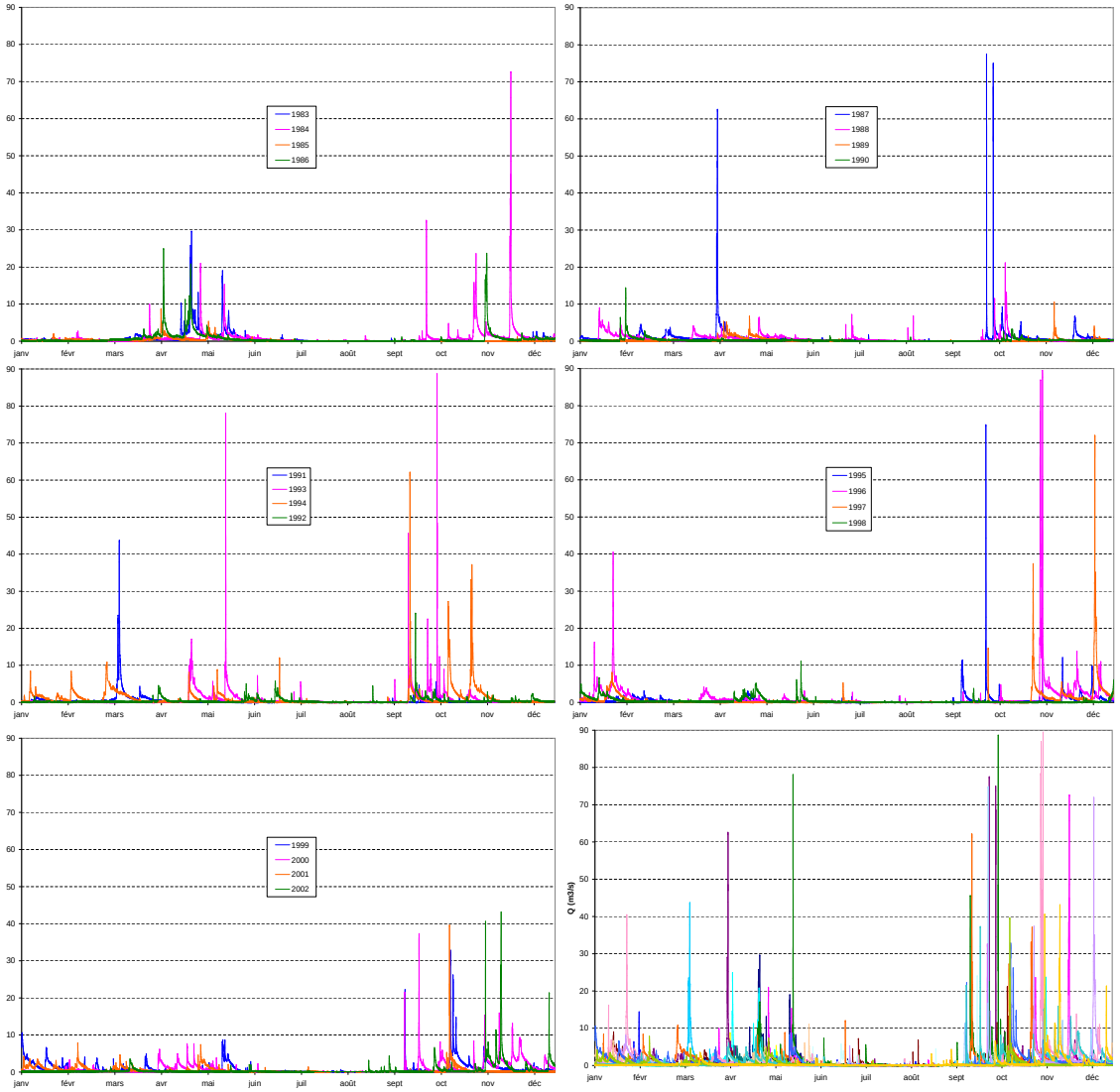


FIG. A.92 – *Variabilité interannuelle des débits : exemple du Tauron à Cros de Géorand : en haut de 1983 à 1986 puis de 1987 à 1990; au centre de 1991 à 1994 puis de 1995 à 1998; enfin, en bas de 1999 à 2002 et à droite la superposition de toutes les années de mesure (1983 à 2002).*

$$Q_p(basb) \simeq 1.5 * Q_p(chad) \tag{A.2}$$

Il faut noter que la crue du septembre 1980, pour laquelle les données de débit à Chadrac sont des estimations des débits moyens journaliers, se trouve nettement en dehors de la zone de corrélation des données [1].

Un deuxième test a consisté à mettre en relation les débits de pointe observés à Bas-en-Basset et les débits de pointe mesurés aux stations amont (FIG.A.96). C'est-à-dire que l'on met en relation le débit observé à Bas-en-Basset pour une superficie de 3 234 km^2 et les débits contrôlées à Chadrac, au Chambon-sur-Lignon et à Vaubarlet, soit une superficie contrôlée de 1677 km^2, c'est à dire environ la moitié de celle à Bas-en-Basset. La relation semble meilleure qu'avec Chadrac (1 310 km^2) :

$$Q_p(basb) \simeq 1.25 * [Q_p(chad) + Q_p(cham) + Q_p(vaub)] \tag{A.3}$$

Plusieurs crues se trouvent en dehors de la zone de relation forte. Parmi les crues les plus fortes : celles du 20/09/1980 et du 30/11/2003. Mais aussi celles du 05/10/1993, du 18/04/1983, du 20/09/1992, du 16/02/1978 où le débit semblent

1. Cependant, si on considère le débit de pointe estimé à Chadrac lors de cette crue (2000 $m^3.s^{-1}$ environ à Chadrac pour 3300 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset), on constate que dans le cas de la crue de septembre 1980, la relation entre les pointes à Chadrac et à Bas-en-Basset

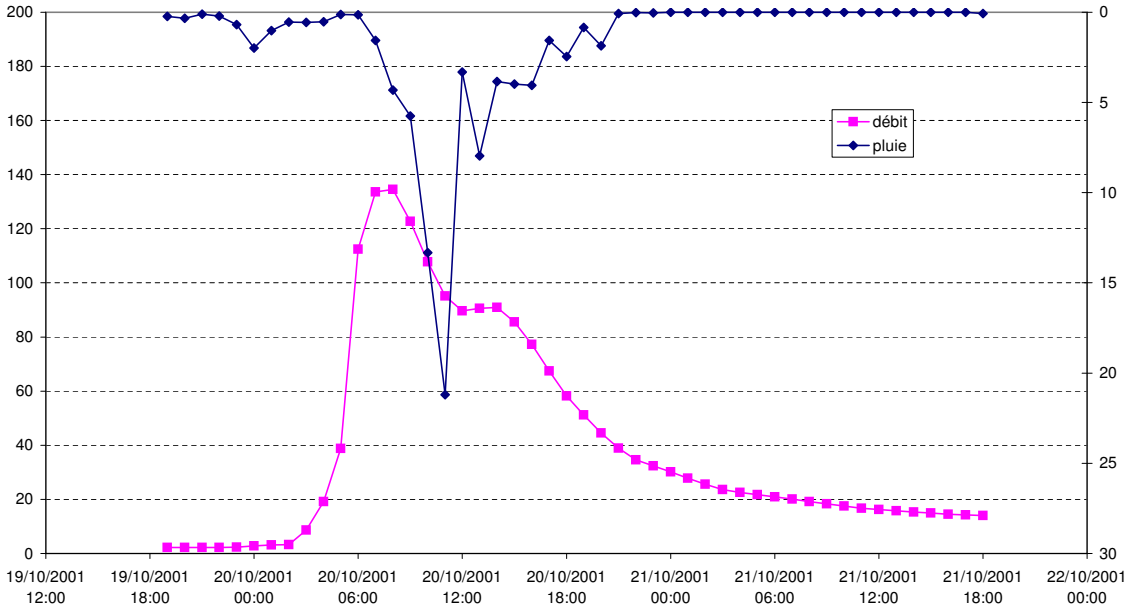


FIG. A.93 – *Exemple d'erreurs typiques rencontrées dans les données. Crue d'octobre 2001 au Chambon-sur-Lignon.*

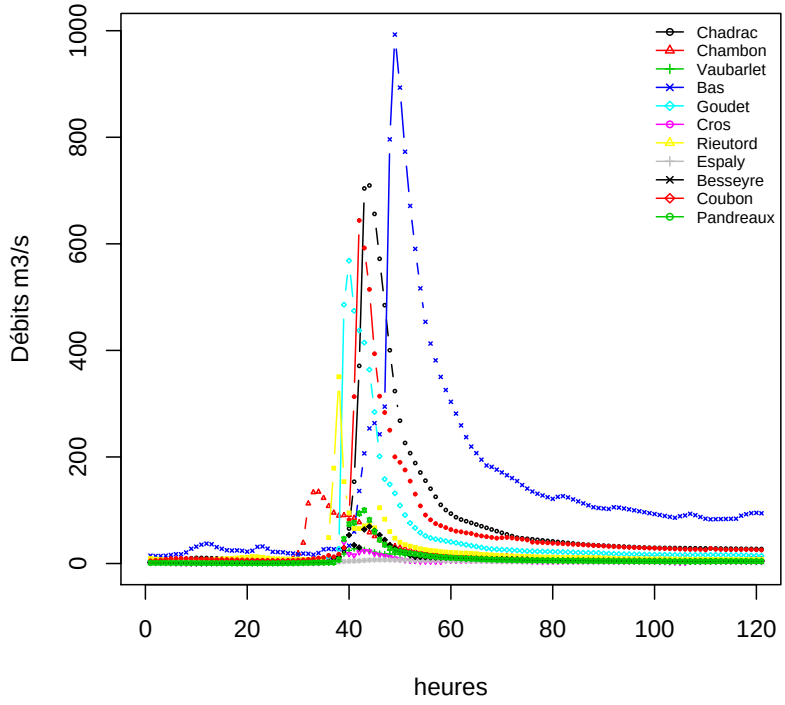


FIG. A.94 – *Exemple de comparaisons des données de débits de l'amont vers l'aval : ceci permet également de mettre en évidence le problème sur les données de débit au chambon-Sur-Lignon pour cette crue d'octobre 2001.*

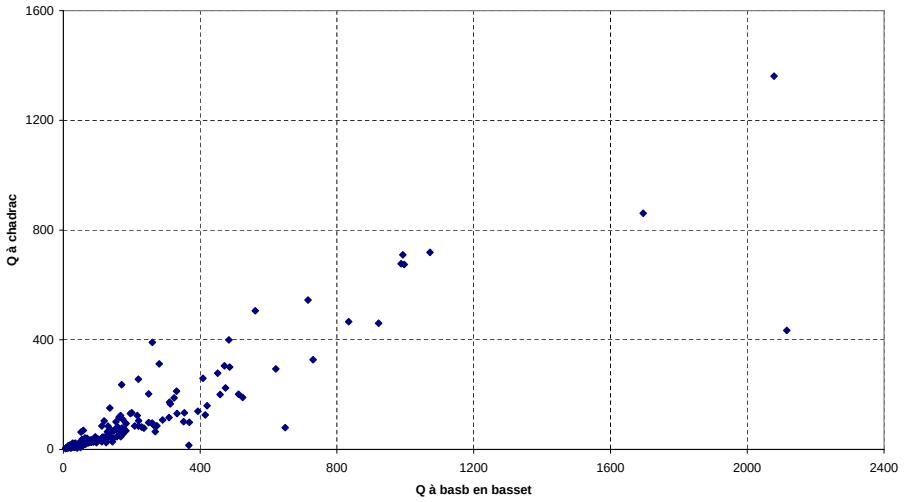


FIG. A.95 – *Relation entre les débits de pointe à Bas-en-Basset et à Chadrac.*

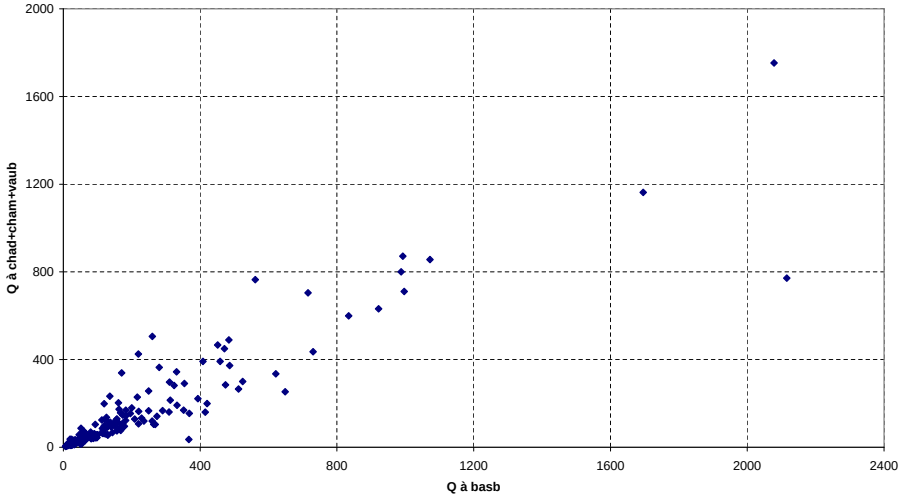


FIG. A.96 – *Relation entre les débits de pointe à Bas-en-Basset et à l'amont.*

s'atténuer (évoluer moins fort que d'habitude) entre les stations amont et Bas-en-Basset. Et les crues du 25/07/1977 et du 24/05/1996 où le débit à Bas-en-Basset est nettement plus forts qu'aux stations amont.

Chadrac et les stations amont La relation entre Chadrac et Coubon (FIG.A.97) est plutôt bonne mais on ne dispose que peu de crues, et notamment peu de valeurs de pics fortes. On trouve à peu près la relation suivante :

$$Q_p(chad) \simeq 1.5 * [Q_p(coub)] \tag{A.4}$$

Des valeurs remarquables pour les crues suivantes:

- la crue du 17 mai 1999 : on suppose une erreur d'observation des débits à Coubon (ou un problème dans la courbe de tarage
- la crue du 18 octobre 2001 : les débits réduisent de l'amont vers l'aval

Comme pour Bas-en-Basset, on a ensuite effectué le même test A.98 avec la somme des stations à l'aval, c'est à dire Coubon, Pandraux et Espaly soit une superficie de 1214 km^2 sur une superficie à chadrac de 1310 km^2. La relation est très bonne.

$$Q_p(chad) \simeq [Q_p(coub) + Q_p(pand) + Q_p(espa)] \tag{A.5}$$

Des erreurs sont possibles pour les crues du 17/05/1999 (erreur à Coubon?) et du 30/11/2003 (contribution du bassin intermédiaire improbable?)

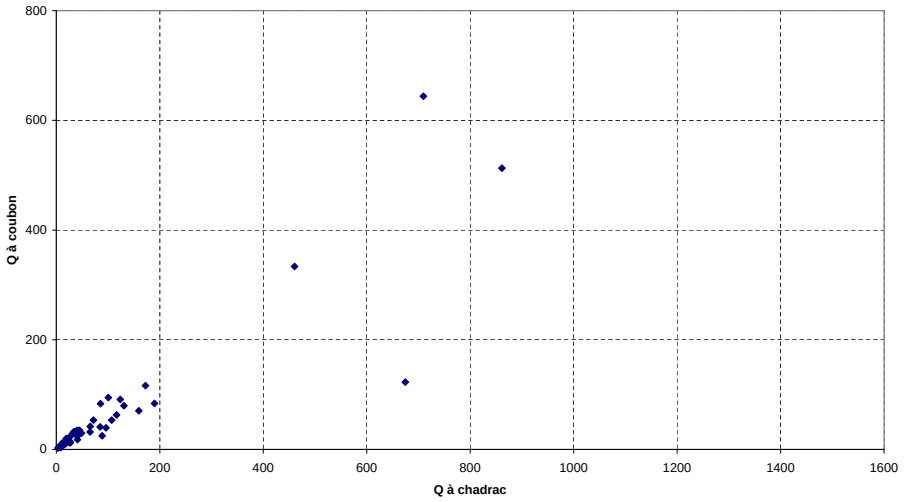


FIG. A.97 – *Relation entre les débits de pointe à Chadrac et Coubon.*

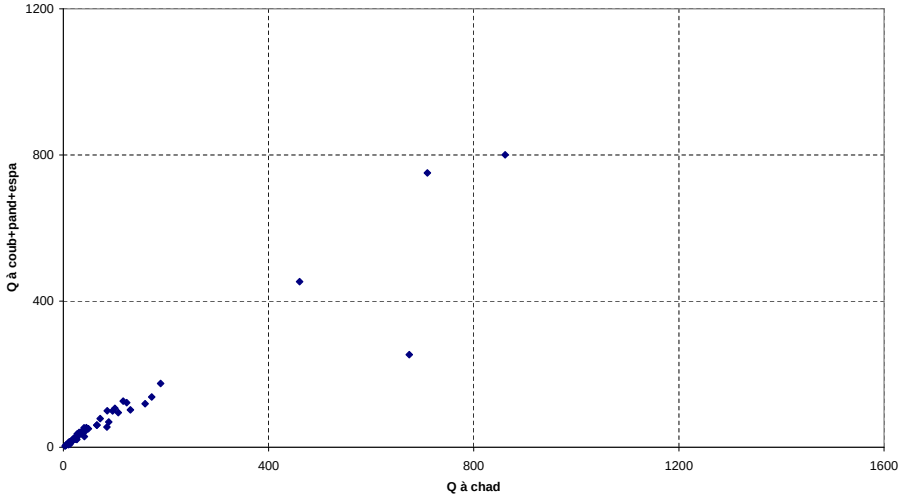


FIG. A.98 – *Relation entre les débits de pointe à Chadrac et à l'amont.*

Les stations de Coubon et de Pandraux étant des stations récentes (depuis 1998), nous avons également testé d'autres relations avec les stations amont. Entre Chadrac et Goudet A.99, nous trouvons à peu près la relation suivante (même si pour les faibles débits, il faudrait remplacer le coefficient 1.5 par 2) :

$$Q_p(chad) \simeq 1.5 * Q_p(goud) \tag{A.6}$$

C'est à dire à peu près la même relation qu'entre Chadrac et Coubon (FIG.A.97), ce qui est cohérent avec la relation entre Goudet et Coubon (FIG.A.101).

La relation avec les stations amont avant 1998, c'est-à-dire entre Chadrac (1310 km^2) d'une part et Goudet et Besseyre (483 km^2) d'autre part, montre que

$$Q_p(chad) \simeq 1.2 * [Q_p(goud) + Q_p(bess)] \tag{A.7}$$

des problèmes sont constatés pour les crues suivantes: 03/11/1994 et 17/05/1999, et dans une moindre mesure, celles du 10/11/1996 et du 20/01/1996.

Coubon et les stations amont Entre ces Coubon et Goudet, les débits de pointe sont quasiment les mêmes.

$$Q_p(coub) \approx Q_p(goud) \tag{A.8}$$

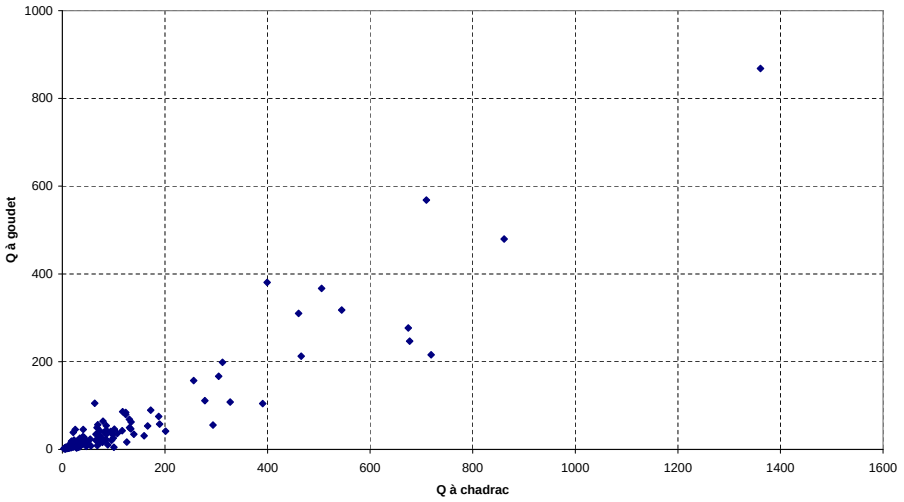


FIG. A.99 – *Relation entre les débits de pointe à Chadrac et Goudet.*

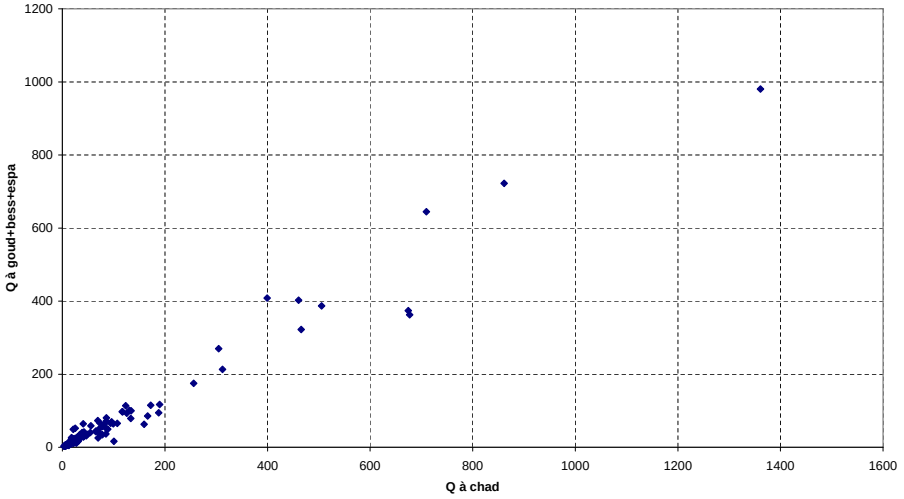


FIG. A.100 – *Relation entre les débits de pointe à Chadrac et à l'amont avant 1998.*

Il faut noter qu'on ne dispose que de peu de données (depuis 1998). Si on ajoute le débit observé à Besseyre à celui observé à Goudet, alors la relation avec le débit de pointe à Coubon est encore meilleure qu'avec simplement Goudet.

Pour ces deux dernières études, des valeurs étranges apparaissent pour les crues du 17/05/1999 (valeur fausse à Coubon?), du 05/12/2000 et du 18/09/1999.

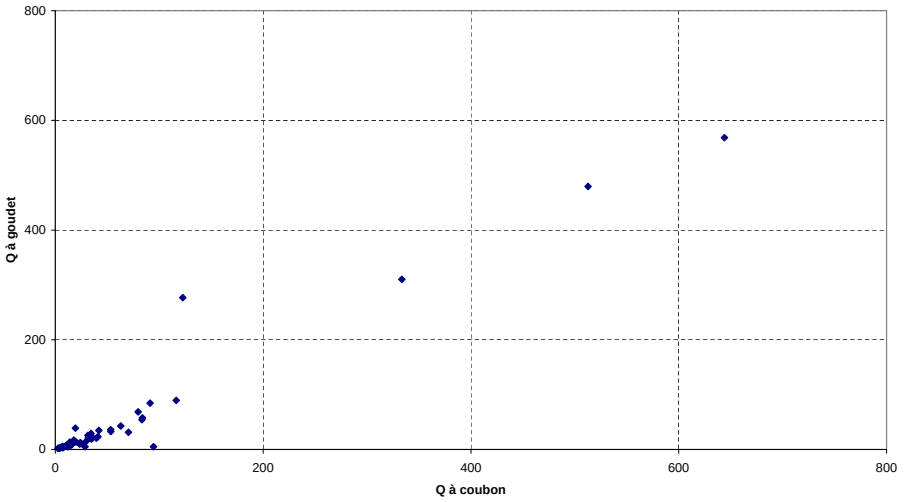


FIG. A.101 – *Relation entre les débits de pointe à Coubon et à Goudet.*

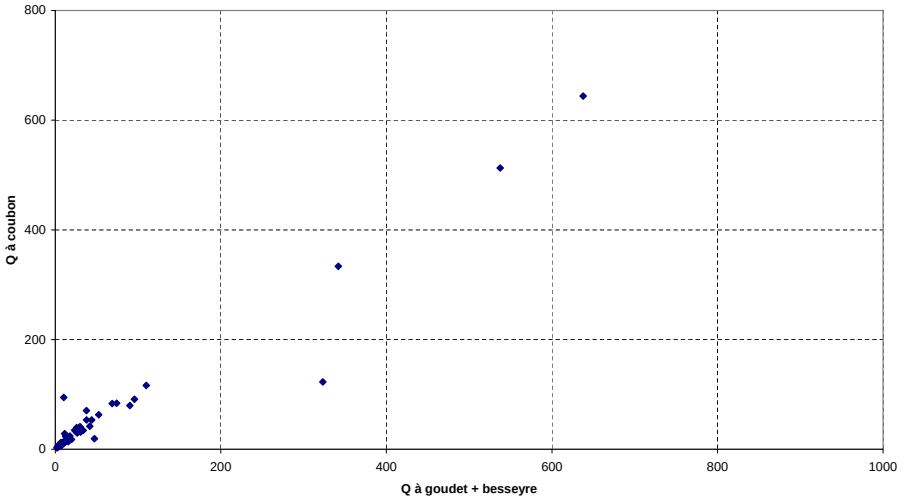


FIG. A.102 – *Relation entre les débits de pointe à Coubon et à l'amont.*

A.3.5 Recommandations à l'issue du travail de critique sur les données

Ce travail ne peut que nous inciter à encourager les opérationnels, les propriétaires de réseaux de données, à suivre quelques recommandations pour des travaux ultérieurs plus efficace en modélisation hydrologique :

Collecte des données

- L'entretien et la maintenance des appareils de mesures semblent particulièrement déterminants dans certains cas : pluviographes bouchés, problèmes de transmission de l'information... Le cas de la station limnimétrique du Chambon sur Lignon en panne depuis quelques semaines lors de la crue de 1980, laisse à regretter la perte de cette enregistrement qui aurait pu apporter une information intéressante sur l'hydrologie de ce bassin.
- Le maintien du réseau avec une « bonne » visibilité de la pluie. Il est possible dans un premier temps de s'appuyer sur l'étude réalisée au cours de ce travail (*cf.* C.2 page 536) à partir de l'estimation de l'écart-type de krigeage.

Critique des données

- Vérifier en temps réel (ou quasi-réel) la cohérence des données entre elles, et avec ce que l'on sait de la situation hydro-météorologique ;
- Vérifier régulièrement (tous les mois, tous les ans?) la cohérence des données qui viennent d'être acquises par rapport à celles qui sont dans les archives (exemple du problème inexpliqué du poste au Lac d'Issarlès).

Stockage des informations

- homogénéiser les formats des données disponibles,
- noter de manière accessible dans le futur, les observations, pannes, incohérences, relevées sur le terrain ;
- conserver précieusement à la fois les enregistrements papier, seuls bases permettant de comprendre, des années plus tard, ce qu'il s'est passé ;
- à utiliser un horodatage cohérent et fixe dans le temps (par exemple, heure TU ou heure TU + 1 heure) ;
- à conserver également précieusement les courbes de tarage utilisées à un moment donné.

A.4 Analyse des crues références

A.4.1 Les crues historiques

La crue de 1846 d'après Geneslay (1971) :

« La grande crue de 1846, en octobre, eut pour cause des orages successifs qui se sont abattus sur le haut bassin de la Loire et de l'Allier du 15 au soir au 18. A Montbrisson[1]*, le baromètre baissa de 730 mm à 714 mm et il y a eu 153 mm d'eau recueillie en trois jours, d'où une montée extraordinairement rapide de la Loire qui déferle à Feurs le 17, à Roanne le 18. A Nevers, la montée des eaux étaient de 1 m par heure. »*

« Dès les 18 et 19 octobre, les préfectures de Haute-Loire, du Loiret et du Loir-et-Cher faisaient savoir qu'une crue extraordinaire de la Loire déferlait, et qu'il y avait nécessité de prendre toutes mesures et déjà d'abandonner les maisons susceptibles d'être inondées. »

La crue de 1856 d'après Geneslay (1971) :

« Mais en 1856 la Loire eut la crue la plus grande qu'on eut jamais enregistrée. (. . .) La cause fut un printemps excessivement pluvieux après un automne mouillé, un hiver de pluie et de neige, la neige accumulée dans les hauteurs n'étant entièrement fondue qu'avec les dernières pluies de mai. La terre, toujours saturée d'eau, amenait aussitôt au fleuve tout ce qu'elle recevait du ciel. Dans la région du haut bassin de la Loire, le bassin versant, et pour les trois mois d'avril, mai, juin 1856 le total des pluies a été de 380 mm au Puy contre une moyenne sur dix ans pour ces trois mois de 243 mm, à Yssingeaux, 377 mm contre 240 mm de moyenne, à Roanne 421 mm contre 279 mm, a Annonay[2] *576 mm contre 246 mm, à Aubenas*[3] *682 mm contre 444 mm, soit globalement pour ces stations 67 % de plus que la moyenne dix dernières années, ce qui fait que la Loire a été en crue constante. »*

La crue de 1866 d'après Geneslay (1971) :

« Cette troisième et dernière très grande crue du XIX^{e} siècle a le même aspect que celle de 1846: très soudaine et courte. (. . .) La cause est évidemment dans des pluies extraordinaires. D'après les documents météorologiques, il y eut des pluies torrentielles à Montbrisson dans la Loire. Et aux postes d'observation pluviométrique dans la Saône et Loire, le Rhône, la Haute-Loire, l'Ardèche, l'Allier, il y eut dans la deuxième quinzaine de septembre 1866 les hauteurs de pluies que voici respectivement:
354 mm - 269 mm - 159 mm - 322 mm - 194 mm presque le double de la moyenne normale pour cette période dont voici les hauteurs :
130 mm - 99 mm - 97 mm - 150 mm - 50 mm. D'où la crue extraordinaire. »

La crue des 24-26 septembre 1866 d'après Jollois (1881):

« La crue du mois de septembre 1866 a été produite par une pluie générale sur tous les bassins de la Loire mais dont l'intensité a été plus grande dans les bassins de la Haute-Loire et de Roanne que dans celui du Forez. La moyenne arithmétique des hauteurs de pluie constatées aux udomètres du 22 au 25 septembre a été 139.8 mm dans le bassin de la Haute-Loire, 96.6 mm dans le bassin du Forez, 139.8 mm dans le bassin de Roanne, 96.0 mm entre Roanne et le bec d'Allier. L'intensité de la pluie a été la plus grande le 24 septembre dans toutes les stations, excepté à Montpezat où le maximum a été observé le 23, et au Puy le 25. Tous les affluents ont donné aussi la crue qui s'est manifestée avec une grande intensité à la station de Goudet où elle a atteint 7.40 m, s'est elle maintenue très élevée sur tout le cours d'eau de la Loire. A brives elle s'est élevée à 5.50 m mais la levée qui protégeait Brives-Charensac s'étant rompue, le maximum réel n'a pas été observé; il aurait probablement atteint 6.40m à huit heures du soir. Ces chiffres sont calculés d'après les observations faites à 11 kilomètres en aval à la Voûte. Le maximum de la Borne est arrivé quatre heures après celui de la Loire. Le Lignon à Tence, s'est élevé dans la nuit du 24 au 25, à minuit, à 3.20 m. La crue, étant moins forte que celle d'octobre 1878, s'est propagée moins vite et le maximum est arrivé au confluent à Pont de Lignon, un peu après le maximum de la Loire. L'ance est restée forte entre 3 mètres et 3.20m depuis le 24 à 7 heures du soir jusqu'au 25 à 6 heures du matin. le Lignon et L'Ance ont eu pour effet d'allonger la crue de la Loire sans augmenter notablement sa hauteur. A bas, le maximum a été observé le 25 à 2 heures du matin, il s'est élevé à 6.25 m. La durée de la propagation de Brives à Bas a été de 6 heures; c'est la durée moyenne. (. . .).

1. Cette station est située dans la Loire, à environ 70 km au nord de Bas-en-Basset et à environ 25 km au sud-ouest de Feurs
2. Cette station est située en Ardèche, à environ 30 km à l'est de Montfaucon en Velay
3. Cette station est située en Ardèche, à environ 30 km au sud-est de Mazan

La crue des 24-26 septambre 1866 a présenté dans la Haute-Loire deux maxima sur la Loire et sur ses affluents de la Haute-Loire. Le premier a été le plus fort sur la Loire en amont de Goudet et sur les affluents descendant de Mezenc; le second, séparé du premier par un intervalle de 9 à 12 heures, a été le plus fort sur les affluents de la rive gauche et sur la Loire entre Brives et Bas. »

La crue des 18-20 octobre 1872 [1] d'après Jollois (1881):

« La crue du mois d'octobre 1872 a été produite par une pluie générale sur tout le bassin de la Loire, mais dont l'intensité a été moins grande dans la Haute-Loire que dans les parties inférieures. Le maximum de la pluie a été observé dans le bassin de Roanne. Le commencement d'octobre avait été très pluvieux et la terre était saturée d'humidité. (dots). Dans la Haute-Loire, la pluie est arrivée du 17 au 20, comme dans le bassin du Rhône. dans le Forez, il y avait déjà eu des pluies de 15 à 20 mm le 14 comme dans le bassin de la Seine, mais celle du 17 et du 18 ont été beaucoup plus fortes. La hauteru moyenne de pluie obsevée aux diverses stations udométriques du 16 au 20 a été dans le bassin de ka Haute-Loire 41.4 mm, dans le Forez 101.4 mm , dans le bassin de roanne 113.6 mm entre Roanne et le bec d'allier 61.4 mm. Le maximum d'intensité de la pluie a été observé le 18 dans la Haute-Loire et dans le Forez, le 19 dans le bassin de Roanne. Mais il y a eu réellement deux orages successifs, à 24 heures de sdistance environ, qui ont causé dans la Loire et dans ses affluents deux crues dont les maxima se sont succédé avec un intervalle de 24 heures environ. Le premier maxima a été généralement un peu plus élevé que le second; leur différence s'est atténuéen descendant et à digoin c'est à peine si le second a été sensible. C'est la marche du premier maximum que nous allons examiner.
La crue a été assez forte en amont de Brives; dans cette station elle a atteint 3.60m le 18 septembre à 7 heures du soir. La Borne a été très forte, 2.70 m à 8 heures du soir. Le Lignon n'a eu qu'une petite crue ordinaire. Sur l4ance on a constaté la plus grande crue connue, les deux maxima ont atteint 3.80m à minuit dans les nuits du 18 au 19 et du 19 au 20 Aussi c'est à partir du confluent de l'ance à Bas que la crue de la Loire a pris le caractère d'une très grande crue. Le maximum a mis 5 heures pour se propager de Brives à Bas. »

La crue des 8-9 octobre 1878 d'après Jollois (1881):

« La crue des 8-9 octobre 1878 a été produite par un orage d'une intensité extraordinaire qui a éclaté sur le massif de Mezenc. La moyenne de la quantité de pluie tombée aux stations de Montpezat et Tence du 6 au 8, a été de 200 millimètres, et dans la seule journée du 8 octobre 172 millimètres. Cet orage s'est propagé du sud au nord en diminuant d'intensité. Dans la Haute-Loire, en dehors du Mezenc, il a donné 97.7 mm de pluie. Dans le Forez 53.8mm. Dans le bassin de Roanne, 42.6 mm. Partout la plus grande intensité de la pluie a été observée le 8, excpeté au Puy, où le maximum est arrivé le 7. A Goudet, dans la Haute-Loire, la crue a commencé à 7 heures du matin; à 10 heures et demie, elle arrivait à son maximum 12 mètres, la plus grande hauteur qui ait jamais été observée à Goudet. A Brives, le maximum atteint 6 mètres à midi. Cette hauteur est celle de la grande crue de septembre 1866. A tence, le Lignon atteint à 11 heures du matin 5.37 m, la plus grande hauteur observée. En aval de Brives, les affluents de la Loire sauf le Lignon, de la Haute-Loire, ne donnant pas la crue s'atténue. La crue du Lignon arrive au confluent avant celle de la Loire, de sorte que la courbe des hauteurs horaires s'aplatit et le maximum s'atténue de plus en plus. (. . .). L'intervalle de temps écoulé entre les observations du maximum à Brives et à Bas, stations distantes de 60 kilomètres a été de 4 heures. (. . .) A mesure que la crue s'atténuait en descendant, la vitesse de sa propagation diminuait beaucoup plus rapidement que pour les crues ordinaires. Car en moyenne les crues de la Loire mettent 6 heures pour aller de Brives à Bas (. . .). »

La crue des 8 et 9 avril 1879 d'après Jollois (1881):

« Au commencement du mois d'avril 1879 une couche épaisse de neige était répandue sur toute la surface du bassin de la Loire. Le 7 un centre de dépression barométrique passe sur la Manche au sud de l'Irlande et traverse la France de l'ouest à l'est les 8 et 9. Sous son influence, un vent chaud accompagné d'une pluie assez abondante provoque le fonte des neiges. La fusion s'opère d'abord dans les points les moins élevés du bassin de la Loire, et se déclare plus tard dans les régions montagneuses, où la température est toujours plus froide. Il en résulte une crue qui contrairement à celles produites uniquement par les pluies, commence par l'aval, qui est faible ou ordianire sur la Loire supérieure et ses affluents, devient de plus en plus forte dans les localités situés en aval, et dont la hauteur se maintient

1. Le bulletin météorologique indique depuis le 14 des vents soufflant sur la France entre le sud-est et le sud-ouest, un baromètre très bas, 30 mm de pluie sur les stations en altitudes et quelques unes (Notre-Dame des Neiges) ont atteint 270 mm en 24 heures. Les bassins de la Meuse et de la Seine ont d'abord été touchés par les pluies puis ceux de la Loire et de la Gironde et enfin, le 17 et le 18, ceux de la Saône et du Rhône et des cotes de la Méditerranée. Le 18 la tempête cesse mais une dépression apparaît sur le Golfe de Gascogne (0.750m) et la pluie reprend avec des vents de sud et sud-est.

pendant longtemps voisine du maximum.
La pluie, surtout dans les parties inférieures du bassin, n'au eu qu'une influence secondaire sur la production de la crue, qui a été causée surtout par la fonte des neiges; il est bon cependant d'indiquer comment elle s'est répartie. Dans le bassin de la Haute-Loire, la hauteur moyenne de pluie constatée le 7 a été de 29.2mm, et le 8 de 20.5 mm. Dans le Forez, 12.6 mm le 7 et 26.1 mm le 8, Dans le bassin de Roanne 29.3mm le 8. La crue est arrivée à son maximum à Brives le 8 à 2 heures du matin (1.60m de hauteur), à Bas le 8 à 8 heures du soir (3.10 m de hauteur) (. . . .) Tous les affluents ont été en crue moyenne, mais les époques de leur maxima ont été tantôt en avance, tantôt en retard sur celui de la Loire. il en résulte que la crue s'est allongée plus encore qu'elle n'a augmentée de hauteur en descendant. La durée de propagation a été de 6 heures de Brives à Bas (. . .). Les crues qui sont accompagnées de la débâcle des glaces peuvent être classées sous le quatrième type, mais elles ont des allures tout à fait irrégulières parce que l'accumulation des glaces sur certains points peut changer complètement les rapports ordinaires entre les hauteurs maxima aux diverses stations et le mode de propagation de la crue. »

Conclusion de Jollois (1881):

« Des circonstances qui ont accompagné la production et la propagation des quatre crues que nous venons de décrire nous pouvons tirer quelques conséquences et quelques principes, dont l'examen de toutes les crues de la Loire Supérieure nous a montré l'exactitude. Les crues des trois premiers types, qi sont les plus fréquentes, atteignent leur maximum le jour même où l'on a constaté le maximum de pluie aux udomètres. Par conséquent les observations météorologiquesne peuvent pas être d'une grande utilité pour la prévision des crues de la Loire supérieure. La vitesse de propagation du maximum d'une crue est d'autant plus grande que le maximum est plus élevé; elle peut varier dans le rapport de deux à trois si l'on compare une crue moyenne et une crue extraordinaire. Pour prévoir l ahauteur que la Loire atteindra en un point déterminé, il faut tenir compte non seulement du maximum que les eaux de la Loire ont atteint dans une station supérieure, mais aussi du maximum observé sur chacun des principaux affluents qui teombent dans la Loire entre deux stations considérées. »

A.4.2 La crue de septembre 1980

Extrait du Dauphiné Libéré du 21 septembre 1980 :

Crue catastrophique de la Loire. 7 morts, 13 blessés, des centaines de sinistrés. Plan ORSEC déclenché en Loire et en Haute-Loire.

Le Puy : 7 morts, 13 blessés. Des centaines de personnes sinistrées : tel est le premier bilan de la montée des eaux de la Loire, ce dimanche, à Brives-Charensac (Haute-Loire), à quelques kilomètres du Puy (un bourg de 4000 habitants). Dès 14h30, constatant l'importance des inondations, le préfet de la Haute-loire a déclenché le plan ORSEC, il en a été de même dans le département de la Loire. Selon les premières informations, c'est une famille, un couple et ses deux enfants qui a trouvé la mort en cherchant à fuir la montée des eaux.

C'est dans la région de Brives Charensac, que la Loire a dépassé la cote de 4 mètres, mais toute la vallée jusqu'à Vorey, en aval, est inondée. La localité de Brives-Charensac est isolée, toutes les routes d'accès étant submergées. Un pont à Coubon, a été détruit. L'Allier est également en crue ainsi qu'un affluent de la Loire, le Lignon. Cependant, de source officielle, on ne signale pas de victimes dans ces secteurs. Une partie du sud du département de la Haute-Loire est privée d'électricité, à la suite des crues, de nombreuses routes sont sous les eaux et d'ores et déjà, les dégâts occasionnés par cette crue, l'une des plus fortes de ces dernières années, sont considérables.

Valence : l'heure est au bilan (...) après les pluies diluviennes qui se sont abattues sur le département au cours de la nuit et de la matinée de dimanche et à nouveau mais plus modérément, au cours de la nuit de dimanche à lundi. On ne déplore fort heureusement aucune victime nulle part, mais les dégâts sont considérables. (...) On peut donc dresser un bilan particulièrement éloquent au lendemain de ces heures difficiles, que l'on n'avait pas connues depuis plusieurs dizaines d'années en Ardèche, en matière de chutes de pluie dans un laps de temps aussi bref. C'est ainsi qu'à Sainte-Eulalie, il est tombé 441 mm d'eau en 34 heures (...). Parmi les secteurs les plus durement touchés de l'Ardèche, citons notamment le véritable raz de marée qui a déferlé sur le village de Saint-Cirgue en montagne où maisons, routes, parkings et terrains ont été balayés comme fétus de paille.

A.4.2.1 Synthèse sur la crue de septembre 1980

La crue de septembre 1980 est la dernière grande crue de référence sur les bassins de la Loire Supérieure. Cette crue aux dégâts notables est caractérisée à la fois par des débits extrêmements élevés et des pluies très importantes. L'épisode pluvieux se distingue par des précipitations cévenoles d'intensités exceptionnelles qui présentent un caractère doublement singulier : dans le temps, car l'épisode dure une vingtaine d'heures ; et dans l'espace, car la zone où les précipitations ont dépassé 100 mm recouvre le tiers de trois départements (Haute-Loire, Ardèche, Lozère) ce qui représente une étendue importante, et surtout, située plus au nord que les épisodes cévenols classiques.

Cet épisode pluvieux touche des sols secs en début d'événement (il s'agit du premier épisode de la saison) et provoque une montée des débits extrêmement rapide.

	Chadrac	Chambon	Vaubarlet	Bas en Basset
cumul pluie (mm)	134-180	275-330	177-193	145-183
lame écoulée (mm)	46	221	33	38
coef. ruiss	0.2-0.3	0.7-0.8	0.2	0.2
Pmoy max (1h)	14.9	31.1	15.6	15.1
Qmax (m3/s)	434	250	87	3584
Qspéc (m3/s/km^2)	0.33	1.80	0.38	1.11

TAB. A.13 – *Eléments caractéristiques de la crue de septembre 1980 vus à travers nos jeux de données.*

A.4.2.2 L'épisode pluvieux

Description météorologique La situation météorologique décrite ci-dessous est extraite de Fillod (1980). Le 20 septembre à 1980, en altitude (500 mb), un centre de dépression est centré au sud-ouest de l'Irlande et prolongé par un thalweg jusqu'au aux côtes marocaines. Ceci entraîne un flux de sud à sud-ouest sur la France et une remontée d'air tropical jusqu'à des latitudes élevées. Des orages sur l'Aquitaine et des nuages préorageux sont observés sur le massif Central en fin de nuit.

Au cours de la matinée, le minimum atlantique se déplace et se trouve à midi à 200 km au nord de la pointe nord-ouest de l'Espagne (La Corogne). Le thalweg se déplace vers l'est et le flux de sud persiste sur la France. Une masse d'air froid apparaît dans les basses couches (air polaire ayant coutourné la dépression?). Les orages reprennent sur le sud-ouest. Dans l'après-midi, un thalweg thermique d'axe presque confondu avec le 45^e parallèle apparaît vraisemblablement à cause de la masse d'air froid polaire. Ceci entraine une chute importante de la température au sol (chute de 3.5°C aux Estables, de 7.5°C au Puy, à Saugues (sud-ouest du bassin), à Fay sur Lignon, de 7°C à Chavaniac-Lafayette (un peu à l'ouest de Fix-Saint-Geneys). A minuit, cet air froid arrive sur l'est du Massif Central. Le 21, le thalweg thermique se déplace vers un axe La Rochelle-Paris entraînant un arrêt progressif des pluies continues sur la Haute-Loire entre 8 et 10 h. L'après midi, l'instabilité reste forte et et des averses violentes se produisent jusqu'à 18 heures en Haute-Loire. Puis la zone d'instabilité se déplace vers l'Est (région lyonnaise) et les vents de secteur sud reprennent après que les pluies eussent cessés.

Sur les origines de ces pluies exceptionnelles, l'hypothèse posée par Fillod (1980) est la suivante. Le soulèvement par la masse d'air polaire de la masse d'air tropical sur la région située à l'ouest de la Loire donne des pluies abondantes mais non exceptionnelles. C'est l'arrivée sur les contreforts des Monts du Vivarais qui bloque l'air froid. L'air chaud antérieur est bloqué entre l'air froid et les reliefs ce qui accentue son soulèvement. Les flux de sud persistants contribuent à une prolongation de l'alimentation en air chaud et la direction des vents sud et sud-ouest, parallèles aux montagnes, contribue à faciliter le blocage des masses d'air.

Pour résumer, les trois facteurs qui, réunis, ont donné des précipitations à ce points intenses et prolongées sont :

- une masse d'air très chaud et humide (ici une masse d'air tropical)
- une masse d'air beaucoup plus froid (ici une masse d'air polaire)
- la mise en présence prolongée de ces deux masses d'air (ici grâce au blocage des Monts du Vivarais et à la persistence du flux de sud)

C'est cette troisième condition qui rend exceptionnelles les précipitations de cet événement en ce lieu. La position du centre de la dépression est capital : s'il est plus au nord, l'air froid arrive frontalement sur le relief et peut le franchir rapidement ; s'il est plus au sud, l'air froid se réchaufferait davantage ce qui diminuerait la réaction avec l'air chaud.

Fillod (1980) recherche des situations analogues par rapport aux caractéristiques de l'événement : durée ; maximum très net des isohyètes à l'est du ligne Langogne-Dunières ; forte réaction de l'Allier, la Loire et le Lignon ; pas de réaction de la Borne. Le seul qu'il ait trouvé sur la période 1933-1980 est celui des 9 et 10 novembre 1951 qui se caractérise par

une durée inférieure à 48 heures, tracé des isohyètes très proches, réaction de la Loire (2,30 m à Brives) et du Lignon (3,40 m à Tence) et pas de réaction de la Borne. On peut cependant noter, que ce mois de novembre avait été pluvieux et que les sols étaient déjà probablement en partie saturés. Du point de vue de la situation atmostéphérique, on retrouve la même position du centre de dépression (entre le 10e et la 15e méridien ouest, au large de la Bretagne, le même axe anticyclonique (le 30e ouest) et les mêmes zones de hautes pressions de la Turquie au Nord de la Scandinavie. Il conclut sur le fait que : *« Il serait évidemment précieux d'élargir la comparaison à la situation en altitude, mais, d'ores et déjà, on peut considérer la situation ci-dessus décrite comme extrêmement dangereuse par les violentes précipitations qu'elle est susceptible de donner sur le bassin supérieur de la Loire. »*

Les cumuls et intensités enregistrés D'après Deblaère (1998), en Haute-Loire sur la période 1961-1994, cet épisode correspond au plus fort cumul mesuré en une journée (237.9 mm le 20/09/1980), en deux jours (377.7 mm), en trois jours (384.4 mm) et en quatre jours (384.4 mm). D'après les mêmes sources, il s'agit sur l'Ardèche, et pour la même période 1961-1994, du plus fort cumul en une journée (350 mm), en deux jours (579 mm à Mazan l'Abbaye en 15 heures) et en trois jours (583.4 mm) [1]. les données extraites du CD-Rom Météo-France sur les pluies extrêmes sont rapportées dans le tableau TAB.A.14 page 397.

Poste	20/09/1980	21/09/1980	20-21/09/1980
Mazan	350	229	579
Cros de Géorand	286	251	537
Lac d'Issarlès	334	/	435
Sainte Eulalie	180	243	423
Les Estables	190	188	378
Issanlas	200	169	369
Fay sur Lignon	/	/	324
Mazet	/	/	233
Le Béage	230	/	232
Tence	/	/	198
Alleyrac	/	/	173
Yssingeaux	/	/	173

TAB. A.14 – *Cumuls (6hTU-6hTU) supérieurs à 150 mm enregistrés lors de l'épisode de Septembre 1980. Source : CD-rom Météo-France sur les pluies extrêmes.*

D'après les données utilisées au cours de ce travail de thèse, (*cf.* TAB.A.13 page 396), les lames d'eau précipitées au cours de cet événement sur les bassins du Lignon au Chambon, de la Dunière à Vaubarlet, de la Loire à Chadrac et à Bas-en-Basset varient respectivement entre 275-330 mm, 177-192 mm, 180-184 mm et 145-183 mm selon les méthodes de calcul de la pluie moyenne utilisées (moyenne arithmétique, méthode de Thiessen, krigeage). La pluie de bassin maximale enregistré en 1 heure est de 15 mm environ à Vaubarlet, de 22 à 31 mm au Chambon sur Lignon(selon la méthode de calcul), de 11 à 15 mm à Chadrac et de 12 à 15 mm à Bas-en-Basset.

Sur presque tout le bassin de la Loire à Bas-en-Basset, exceptée la bande verticale qui se trouve à l'ouest du Puy en Velay, le record des précipitations en 24 heures a été battu (par rapport aux records sur la période 1959-1980) (Staron, 1981).

A.4.2.3 L'évolution des débits

Description de l'événement et valeurs observées ou reconstituées L'épisode orageux intervient à l'issue de beau temps et de chaleur avec quelques orages d'été. D'après Fillod (1980), cette période se situe en fin de saison chaude alors que le déficit hydrique amorcé en mai et accentué en juillet se trouvait à son maximum.

Une première onde de crue se forme sur la Loire ardéchoise. La montée des eaux est très brutale (La Palisse 2.8 $m^3.s^{-1}$ à minuit et 880 $m^3.s^{-1}$ à 10h15 ; à Bas-en-Basset, à 6 h la hauteur est -0.70 m et à 19h15 6.05 m dont une montée de 4.5 m entre 17 et 19 h ; la décrue est elle aussi rapide : -2600 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset en 10 heures). Le maximum de la crue progresse très vite : à 10 h le barrage de La Palisse commence à déverser, le maximum passe à 10h15. A 13 h le maximum atteint Goudet. Deux heures, plus tard le maximum est à Brives-Charensac, renforcé par les apports importants de la Gazeille (450 $m^3.s^{-1}$ à une heure inconnue) et de la Gagne, elle-même renforcée par les apports de l'Aubépin. En parallèle, une seconde onde de crue se forme sur le Lignon vellave.

1. Le maximum, à Saint-etienne de Lugdarès est estimé à 627 mm en deux jours mais cette dernière valeur n'a pas été mesurée car le pluviomètre a débordé.

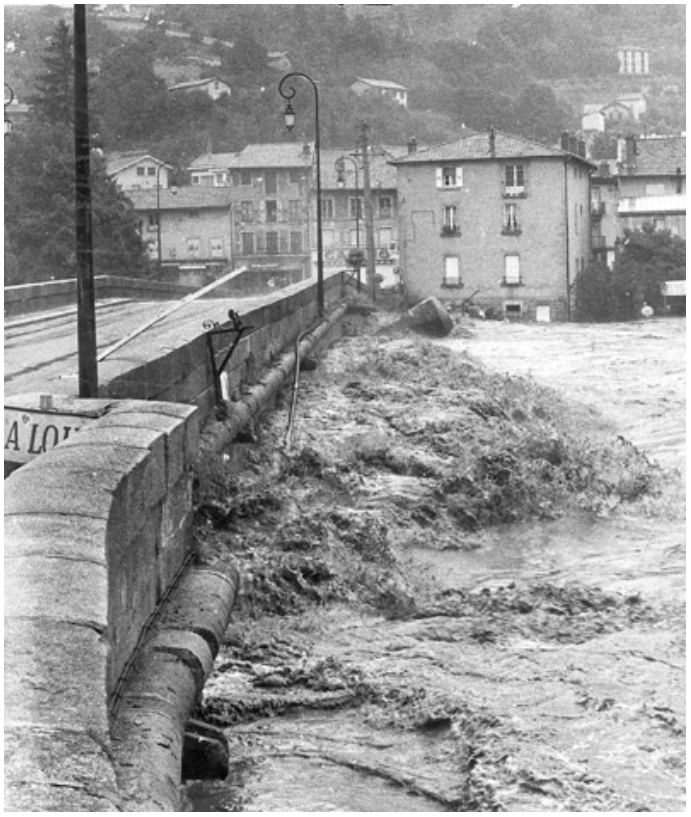


FIG. A.103 – *Crue de Septembre 1980 au pont de Brives (Source :L'éveil de la Haute-Loire).*

Rivière	Lieu	max($m^3.s^{-1}$)	heure	Source	Remarques
Gage		230 (5.6)		EDF	estimation T≈500ans
Loire	Rieutord	400 (6.5)		EDF	estimation T≈500-1000ans
Loire	La Palisse	880 (6.8)	10h15	EDF	estimation T≈500-1000ans ; déverse à 10h le 21
Loire	Pont de la Borie	1500 (6.5)		EDF	estimation station emportée
Loire	Goudet	1600 (3.7)	13h		plus de 6 m
Gazeille	Monastier	450 (5.0)	?		
Loire	Brives-Charensac	1800-2000	15h		estimation posant des difficultés
Dunière	Vaubarlet	200 (0.9)			
Lignon	Tence	1600		EDF	6 m (estimation SHC 900 $m^3.s^{-1}$)
Lignon	Lavallette	> 1600			entrée du barrage
Lignon	La Chapelette	1100 (3.0)			
Lignon	Pont de Lignon	1500 (2.1)	16h30		
Ance					Pas de réaction
Loire	Bas-en-Basset	3500 (1.1)	19h15		6.05 m, extrapolation de la CT

TAB. A.15 – *Synthèse des informations sur la crue de septembre 1980 d'après différentes sources de données : Fillod (1980); Staron (1981, 1986).*

A Brives-Charensac, l'estimation des débits pose des difficultés pour la raison suivante. Une hauteur de 6.70 m est observée. Cette hauteur est supérieure à celles observées lors des crues de 1876 (6 m) et de 1907 (5.8 m). Le débit estimé par EDF d'après les valeurs amont est 1800-2000 $m^3.s^{-1}$. Or, EDF avait estimé pour cette même station un débit de 2000 $m^3.s^{-1}$ pour la crue de 1866 pour une hauteur de 3.30 m. Il semble donc d'après Fillod (1980) que le débit maximal enregistré soit plus proche de 2200 à 2500 $m^3.s^{-1}$.

A Bas-en-Basset, les difficultés pour estimer les débits ont deux origines : la première difficulté est que l'on se situe en extrapolation de la courbe de tarage ; la seconde difficulté est que la section de la rivière a été modifiée de façon notable lors du passage de la crue.

Les valeurs utilisées pour cette étude Les données de débit dont nous disposons pour cette crue sont de qualité médiocre :

- à Bas-en-Basset, le timing de la crue était initialement visiblement mauvais : décalage de 24 heures. Le débit maximal enregistré (environ 3600 $m^3.s^{-1}$) représente environ 100 fois le débit moyen.
- à Chadrac et au Chambon sur Lignon, on ne dispose que de données moyennes journalières ce qui pose peu de problème pour évaluer la lames d'eau écoulée mais rend difficile le suivi de la crue (chronologie, valeur du maximum). Une estimation réalisée par Grelat (2002) donne au Chambon sur Lignon un débit de 750 m^3/s.
- à Vaubarlet, les données apparaissent de bonne qualité. Le débit maximal est environ 30 fois supérieur au débit moyen.

Sur la plupart des bassins, cette crue constitue « la » crue référence pour ces dernières années.

Les lames d'eau totales écoulées d'après les données sont évaluées à environ 280 mm au Chambon-sur-Lignon, 70 mm à Chadrac, 30 mm à Vaubarlet et 52 mm à Bas-en-Basset.

A.5 Les dégâts engendrés par les crues

Est ici présenté un exemple de synthèse sur les dégâts engendrés par les crues rapides (parmi un très grand nombre de synthèses de ce type).

Date	Location	Deaths	Other losses	Additional information
July, 1997	Fort Collins, CO, USA	5	$200 M in damages ($100 M to Colo. State Univ.)	
August, 1997	Antelope Canyon, AZ, USA	11 (13 missing)		Tourists and hikers killed
April, 1998	Mossel Bay, South Africa	0	200 evacuated or lost homes	
May, 1998	Moray Firth, Scotland	0	128 displaced	
August, 1998	Tibet and Midwest Nepal	156	800 displaced	
October, 1998	Wad-Sulayman Valley, Sudan	63	Most of livestock in area killed	Nomadic tribe affected
October, 1998	Central America—Hurricane Mitch	10,000	Billions of dollars in damage	Combination of flooding and flash flooding
January, 1999	Fiji	At least 1	Several missing; hundreds homeless	
February, 1999	Agusan River, Philippines	24	50,000 displaced; damage > $3.2 M	
February, 1999	Mindanao Island, Philippines	39	2700 displaced	
July, 1999	Forest Falls, CA, USA	1	At least six houses destroyed	1.5″ rain in 30 min; 15′ wall of water down canyon
July, 1999	Switzerland	21	"Canyoning" group	
July/August, 1999	Vietnam	40	22,000 evacuated or lost homes; ~$19.5 M in damages	
July/August, 1999	Thailand	6	30,000 evacuated or lost homes	
August, 1999	Khartoum, Sudan	0	Numerous homes and other property destroyed	
August, 1999	Chenzhou City, China	77	120,000 displaced; ~$200 M in damages	30 cm rain in 24 h
August, 1999	Mekong River, Cambodia	> 8	8000 displaced; millions in damages	
August, 1999	SW of Tokyo, Japan	> 2	Several missing, presumed dead	Camping sites washed away; holiday time
August, 1999	Saxeten River, Switzerland	19	6 injured; 2 missing, presumed dead	
October, 1999	Gulf Coast of Mexico	600	Hundreds missing; > 200,000 evacuated	Floods, flash floods, and mudslides
November, 1999	SW France	27	Thousands displaced; major infrastructure destroyed	Flash floods and mudslides
December, 1999	Southern Thailand	5		
December, 1999	Caribbean coast, Venezuela	Up to 30,000	~400,000 homeless; 90,000 homes destroyed	Flash flooding and mudslides
May, 2000	Indonesian West Timor	81	100,000 people affected, 35,000 displaced	Flash floods
May, 2000	St. Louis, MO USA	2	Hundreds of people evacuated, flash floods also hit Tulsa other Oklahoma communities	14 inches of rain over night
July, 2000	Vietnam	24	Five homes, 250 m of canals, 20 irrigation systems and 7 power pylons	Flash floods and landslides
September, 2000	Italy	13	Campsite on Beltrame River—officials being sued	
November, 2000	West Sumatra	60	10 provinces hit, 584,000 affected	Flash floods and landslides
February, 2001	Malawi	7	100,000 displaced	
May, 2001	Northern Thailand	22	600 houses damaged, dozens destroyed	285 mm of rain plus 67 mm the following day
June, 2001	Ghana	6	Tens of thousands forced to flee their homes	5 h of heavy rain

Source: Flash Flood Lab, Colorado State University, 2000 and news reports.

FIG. A.104 – *Les dégâts récents engendrés par les crues éclairs (Source : Montz & Gruntfest (2002)).*

A.6 Les apports (limités) de la télédétection

Les données fournies par les radars météorologiques et par les satellites peuvent être utiles pour déterminer l'intensité, la répartition spatiale ainsi que les heures de début et de fin de précipitations sur un bassin versant donné.

A.6.1 Le radar

Le RADAR météorologique est une source de données complémentaires des stations pluviométriques installées au sol. Avec une résolution spatiale de l'ordre du km^2 et une résolution temporelle de quelques minutes, le radar météorologique parait être un très bon outil pour fournir des données d'entrées aux modèles hydrologiques pluie-débit permettant d'anticiper l'arrivée des crues.

Il permet de localiser et de suivre les déplacements des zones de précipitations ; grâce à certains types de radars, on peut même déterminer l'intensité des pluies sur des zones comprises dans les limites de portée de l'appareil.

A.6.1.1 Les problèmes liés à la mesure

Le radar météorologique apparaît vite être un outil pratique de mesure de la pluie, cependant des difficultés apparaissent rapidement.

La première est que, en raison de la rotondité de la terre et du profil vertical de l'indice de réfraction, la hauteur à laquelle la mesure est effectuée croît avec la distance au radar (entre 3 et 6 km d'altitude à 150 km de distance). A des altitudes aussi élevées, les caractéristiques de l'événement précipitant détecté par le radar peuvent être très éloignées de celles qui seraient obtenues par une observation au niveau du sol. Cet effet oblige à réduire la portée du radar pour les applications hydrologiques. En général, la portée hydrologique (*i.e.* la mesure de la pluie à des fins hydrologiques (simulation/prévision hydrologique)) est limitée à 40 ou 200 km (alors que la portée pour la détection météorologique est plus grande : jusqu'à 300 km pour les phénomènes convectifs très étendus en altitude). Cette portée dépend en fait des caractéristiques de l'appareil (antenne, intensité de l'émission, sensibilité du récepteur) et correspond à la portée maximale à laquelle le rapport entre l'intensité de l'écho et celle de la pluie est encore raisonnablement valable. On peut déterminer l'intensité de la pluie dans toute zone de précipitation comprise dans la portée hydrologique du radar à condition que l'appareil soit équipé d'un contrôle d'intensité de réception convenablement étalonné. Ainsi il n'est pas possible de mesurer la pluie dans les régions les plus éloignées du radar.

De plus, il existe toujours dans l'environnement plus ou moins proche du radar, des structures, naturelles ou artificielles qui gênent la mesure en renvoyant des échos et en occultant plus ou moins partiellement le faisceau ce qui limite à nouveau l'utilisation de cet instrument.

Les précipitations atténuent le faisceau et les radars fonctionnant sur de courtes longueurs d'onde sont les plus sensibles à cette atténuation. Par ailleurs, les radars fonctionnant sur de grandes longueurs d'onde ne détectent pas les pluies fines et les chutes de neige légères aussi rapidement qu'un appareil fonctionnant sur des longueurs d'onde plus courtes. Aussi, le choix d'une longueur d'onde convenable dépend-il des conditions climatologiques et du but recherché.

Les trois bandes suivantes sont utilisées :

Bande	Fréquence (MHz)	Longueur d'onde (m)
S	1 500 - 5 200	0.193 - 0.0577
C	3 900 - 6 200	0.0769 - 0.0484
X	5 200 - 10 900	0.0577 - 0.0275

TAB. A.16 – *Bandes de fréuances de radars météorlogiques (Source: WMO (1994))*

Les facteurs d'atténuation du faisceau radar sont les suivants :

- le type de précipitations : le signal reçu est d'autant plus intense que les gouttes sont volumineuses
- la largeur du faisceau : plus on est loin du radar et plus le faisceau s'élargit et un événement pluviométrique qui serait couvert par la totalité du faisceau à une faible distance, n'en représente plus qu'un faible pourcentage à une distance plus élevée

- la distance : l'intensité du signal reçu est inversement proportionnelle au carré de la distance à la cible
- la réfraction du réseau à la traversée de séparations dans le plan vertical entre des zones sèches et des zones humides ;
- l'atténuation par l'atmosphère par les gaz de l'atmosphère, les nuages, les précipitations (absorption et dispersion). Cette atténuation est d'autant plus forte que les longueurs d'ondes sont courtes.

A 160 km, le faisceau peut atteindre plusieurs km de large, selon l'angle d'ouverture du faisceau utilisé. Même si normalement il peut y avoir une forte hétérogénéité dans la réflexivité du radar à l'intérieur de ce volume, celui-ci ne fournira qu'une valeur moyenne plutôt qu'une valeur ponctuelle. C'est pourquoi, il est normal que les mesures fournies par les radars ne soient pas en relation étroite avec les mesures des pluviomètres. Cependant, la représentation spatiale fournie par le radar devrait être généralement beaucoup plus représentative de la configuration exacte des isohyètes relatives à une averse que celle fournie par les réseaux de pluviomètres.

A.6.1.2 Le réseau de radars français

Estimer et suivre la situation météorologique relative aux précipitations ne peut se faire qu'en dressant un plan de cette situation sur une région assez vaste pour savoir si l'événement qui nous intéresse fait partie d'un système météorologique plus important : or, souvent, un radar météorologique isolé n'est pas en mesure de couvrir l'ensemble d'une telle région (d'autant moins quand des obstacles viennent réduire sa portée dans une direction donnée) ; c 'est pourquoi le suivi des zones précipitantes s'effectue beaucoup plus avantageusement en montant sur un territoire important un réseau de radars météorologiques constitué de radars suffisamment nombreux et suffisamment bien disposés pour couvrir l'ensemble de ce territoire. Le réseau de radars météorologiques français, baptisé ARAMIS, est composé actuellement de 18 radars météorologiques pour l'observation des précipitations et, des projets sont en cours pour en installer six autres.

A.6.1.3 Les sorties du radar

L'image radar est traitée sur chaque site par un ordinateur qui les diffuse ensuite vers les services météorologiques opérationnels à Toulouse ; ces services élaborent alors tous les quarts d'heure une image composite - une "mosaïque" - intégrant toutes les images reçues ainsi que celles fournies par les pays limitrophes : pareille image, diffusée à tous les services et stations météorologiques de Météo-France, s'ajoute aux images satellitaires et aux autres données disponibles aux fins de surveillance et de prévision immédiate du temps.

Une carte de cumul des lames d'eau peut être obtenue à partir des images de lames d'eau radar. Elle fournit des estimations des quantités de précipitations reçues au sol pour les 15 ou 30 dernières minutes. La version actuelle des algorithmes de production des images de lames d'eau comporte les traitements suivants :

- prise en compte d'un facteur correctif obtenu par des comparaisons des cumuls mensuels déduits des données radar avec les cumuls pluviométriques mesurés par le réseau sol ;
- correction d'advection destinée à compenser les effets du déplacement des cellules de précipitation pendant le cycle d'acquisition des images de base (5 minutes).

Ainsi Aramis permet de fournir des lames d'eau cumulées ou instantanées sur des zones prédéfinies comme des bassins versants. De plus, des fonctions d'animation permettent aux prévisionnistes d'anticiper par continuité, l'arrivée de pluie avec quelques dizaines de minutes d'avance.

Roy (2000) propose d'utiliser des radars pour la prévision de crue selon une approche alternative à la modélisation pluie-débit : à partir des images radar, construire des relations entre la configuration des pluies (répartition, intensité) et les variations de débits à l'exutoire. Les indicateurs ne donneraient pas la valeur des débits à l'exutoire mais indiqueraient si les débits vont continuer à monter ou pas, c'est à dire, finalement si il y a danger ou non.

A.6.1.4 Les difficultés au niveau des modèles

L'étude « Crues - Éclairs » du ministère de l'aménagement du territoire et de l'environnement, a testé l'apport de la pluie radar par une modélisation DPFT, préalablement calée à l'aide d'une pluie sol. Les résultats de cette étude montrent que **l'intégration d'une lame d'eau radar** dans une modélisation globale calée à partir d'un réseau pluviographique au sol **n'est pas pleinement satisfaisante.**

En effet, le calcul de la **lame d'eau moyenne dégrade l'apport de l'information spatialisée** radar et les paramètres calés à partir du sol semblent inadaptés à la prise en compte de la pluie radar : il en découle que les résultats des simulations sont chaotiques, on a parfois un gain sur certains événements (synchronisation, volumes) et des dégradations sur d'autres (volumes, principalement). La raison évoquée pour expliquer ceci est la non-linéarité de la fonction de production.

A.6.2 Les autres techniques

A.6.2.1 Observations par satellite

Les précipitations peuvent être estimées au moyen d'images produites par un dispositif à balayage ou par des radiomètres à micro-ondes. Les dispositifs à balayages sont largement utilisés dans les satellites météorologiques opérationnels, alors que la quantité de données en provenance des images produites par les radiomètres à micro-ondes est très limitée et ne peut être utilisée opérationnellement à l'heure actuelle.

Des techniques ont été mises au point pour estimer les précipitations horaires, journalières et mensuelles à partir d'images prises par des satellites géostationnaires ou à orbite polaire. Les images (visibles ou IR) prises par les satellites peuvent être utilisées pour estimer les précipitations sur des étendues allant de l'échelle du globe à l'échelle très locale et en temps réel ou presque. Ceci complète les mesures conventionnelles de précipitations dans les régions où le réseau est peu dense ; cela peut améliorer l'exactitude des estimations de précipitations sur de courts intervalles de temps (plusieurs heures). Les méthodes basées sur l'imagerie satellitaire doivent être soigneusement adaptées aux types de temps, au relief, et aux conditions météorologiques sur l'étendue considérée. La validation de ces méthodes est un problème qu'il convient de cerner sous tous ses aspects.

Des méthodes hybrides combinant les images prises par satellite avec des données radar ou provenant du réseau synoptique peuvent être utilisées afin d'obtenir de meilleurs résultats. L'exactitude des estimations varie, en général, de 10 à 50 pour cent, selon l'étendue considérée et la méthode utilisée.

A.6.2.2 Mesure de la pluie par GPS

De plus, signalons simplement que plusieurs travaux sont en cours pour mesurer l'humidité par GPS (Brenot, 2006; Champollion, 2005).

B Compléments sur la modélisation pluie-débit

B.1 Quelques réflexions sur les choix de modélisation

B.1.1 Percevoir puis représenter la réalité : les 4 mondes

Plusieurs visions de la réalité peuvent être identifiées en hydrologie : le monde réel, le monde réel vu à travers les données, le monde réel vu par le modèle, et le monde tel que le souhaiterait le modélisateur en hydrologie. Nous allons détailler à travers trois exemples les différences de perception, entre ces différentes visions.

Le monde réel En raison de sa complexité (milieu alliant les phases solides, liquides et gazeuses), de sa variabilité et de son hétérogénéité ; et étant donnés les outils à notre disposition et l'état de nos connaissances, on ne peut, à l'heure actuelle, en avoir une vision complète et exhaustive, à aucun moment. Par *« monde réel »*, on entend la complexité et l'hétérogénéité du milieu naturel et/ou anthropisé, la complexité des processus d'écoulement, la variabilité des phénomènes dans l'espace et dans le temps.

Exemple 1 : Cas de la topographie et de la micro-topographie Dans le « monde réel » une topographie est façonnée par les âges puis éventuellement par la main de l'homme. Cette topographie est parfois très variable dans l'espace, notamment dans les zones de moyennes ou de hautes montagnes (comme c'est le cas pour les bassins de la Loire supérieure). Se superpose à cette topographie, une microtopographie qui va conditionner entre autres, les chemins préférentiels de l'eau.

Exemple 2 : Cas d'un événement pluvieux Un événement pluvieux survient. Il a une certaine extension spatiale qui comprend un ensemble de cellules orageuses ayant des comportements (naissance, trajectoire, durée de vie, déclin) différents et qui vont entraîner une répartition non continue des précipitations, ni dans l'espace, ni dans le temps.

Exemple 3 : Écoulements sur/dans un versant Lors d'un évènement pluvieux ou de la fonte d'une couche de neige, de l'eau disponible pour l'écoulement va apparaître à la surface d'un versant. Selon l'état de saturation des sols et selon leur infiltrabilité (état de la surface, propriétés du sols), un partage entre le ruissellement et l'infiltration va s'effectuer, avec localement l'apparition de zones d'exfiltration et des zones de réinfiltration. La microtopographie (ravines, chemins préférentiels, sommets, thalwegs), les obstacles naturels (caillou, rocher, mares), les aménagements locaux (fossés, constructions, routes), la structure (macropore, fracture, fissure) et la nature du sol (sables, argiles, etc), l'occupation des sols (cultures, prairies, forêts, zones construites) sont autant d'éléments qui vont avoir une influence sur ce partage.

Le monde vu à travers les données Si le monde réel, en raison de sa complexité, ne peut être appréhendé dans une seule vision, il peut être *« vu »* à travers des données ou observations. Cette vision est souvent échantillonnée dans l'espace (mesures ponctuelles, observations locales) et dans le temps (pas de temps d'acquisition des données,

durée d'observation des phénomènes). Lorsque cette vision n'est pas – ou plutôt, est peu – échantillonnée (pixels, pas de temps d'acquisition très fins), l'image est vue comme à travers un filtre (images satellites, images radar) qui comporte ses caractéristiques propres (pour le radar : les effets de masque, d'échos de sols, l'augmentation de l'altitude quand on s'éloigne du RADAR pour les radars monosites) et n'apporte qu'une information partielle (occupation des sols, champs pluvieux, . . .).

Exemple 1 : Cas de la topographie et de la micro-topographie A travers les données, à une échelle spatiale plus grande que celle de la parcelle, la microtopographie est forcément négligée – à une échelle inférieure, elle peut, ou non, être prise en compte de manière plus ou moins grossière. La topographie quant à elle, est prise en compte à travers un échantillonnage spatial à pas constant (par exemple, tous les mètres à l'échelle de la parcelle, ou tous les 50 ou 75 m à l'échelle du bassin versant.)

Exemple 2 : Cas d'un événement pluvieux Un événement pluvieux survient. Ce qu'on en voit à travers les données de pluviographes, ce sont des mesures ponctuelles qui évoluent de manière plus ou moins corrélée au cours du temps. La résolution de ces mesures est, le plus souvent, celle du volume de basculements des augets du pluviographe. On ne sait pas ce qu'il se passe en dehors de ces points de mesure. Si on utilise des outils tels que le radar ou les images satellites, on a une vision qualitative de l'ensemble de la répartition spatiale (plus ou moins entachée des erreurs vues précédemment) mais pas de vision quantitative (avec un recalage nécessaire sur le réseau sol et aucune garantie que cela corresponde effectivement à la réalité).

Exemple 3 : Écoulements sur/dans un versant Lors d'un évènement pluvieux, si des piézomètres sont présents sur le versant concerné, il est possible de mesurer, ponctuellement (au droit des piézomètres) les variations de hauteurs de la nappe ; si une station de mesure de la hauteur d'eau en rivière (limnimètre) est présente sur le cours d'eau exutoire, alors il est possible également de suivre l'évolution des hauteurs (et, par l'intermédiaire des courbes de tarage, des débits) comme une variable intégratrice du fonctionnement de l'ensemble du bassin versant.

Le monde vu par le modèle La perception du monde réel par le modèle a pour principale caractéristique de forcément simplifier (même dans le cas de modèles très complexes) le monde réel à la fois en ne représentant que les processus que l'on pense intéressants à modéliser (même s'ils sont nombreux) ; mais aussi en lissant – ou en ne prenant pas en compte – les hétérogénéités du sol (en profondeur et en surface) ; enfin, en utilisant des données qui elles-mêmes interprètent déjà une part de la réalité. . .

Exemple 1 : Cas de la topographie et de la micro-topographie Dans un modèle de versant ou de bassin versant, soit la topographie n'est pas prise en compte, soit elle est prise en compte et dans ce cas, elle est représentée par des mailles dont les 4 sommets sont informés du point de vue de l'altitude. Le modèle suppose que l'altitude sur cette maille est donnée par le plan qui minimise l'écart à ces quatre valeurs. L'inclinaison de cette maille permet de fournir les directions d'un éventuel écoulement sur la maille.

Exemple 2 : Cas d'un événement pluvieux Des précipitations mesurées ponctuellement (au droit des pluviographes et avec un pas de temps donné) vont permettre de calculer une lame d'eau globale sur l'ensemble d'un bassin versant ou distribuée (dont les valeurs vont être différentes selon le point de l'espace où elles se trouvent) par maille, par sous-bassin, ou par tranche d'altitude. Si un radar existe et est utilisé, il sera possible d'utiliser cette information soit pour affiner la lame d'eau calculée à partir des pluviographes, soit pour la calculer directement sans utiliser les données du réseau sol. L'événement pluvieux n'est vu qu'à travers cette lame d'eau précipitée calculée.

Un monde parfait ? L'approche n'est plus tout à fait la même que précédemment : on cherche ici quelle serait la situation idéale pour pouvoir faire de l'hydrologie sur un bassin versant. Ainsi toute cette partie est formulée au conditionnel, car elle ne reflète pas un état actuel de la perception de la réalité. Cependant, formuler cet *« état idéal »* ou ce *« monde parfait »* permet à le fois d'identifier ce qui pose problème actuellement et en même temps de voir quelles hypothèses sont souvent réalisées implicitement, car, si ce monde parfait n'existe pas, souvent les modèles font l'hypothèse qu'il existe et que tous les *« souhaits »* suivants sont réalisés.

Concernant le fonctionnement du bassin, on aimerait pouvoir l'appréhender dans son ensemble, le caractériser par des équations, des relations ou des processus identifiables et identifiés qui soient représentatifs quelle que soit l'échelle de travail ou bien qui puissent être transférés d'une échelle à une autre. Les régimes des cours d'eau ne

seraient pas influencés (adduction d'eau potable, prélèvements industriels ou agricoles, plans d'eau de loisirs (pêche, activités nautiques), production d'hydroélectricité) et s'ils le sont, on disposerait de toutes les informations possibles sur le fonctionnement de cette/ces influences.

Concernant les données, on aimerait qu'elles ne soient pas entachées d'erreurs, qu'elles soient cohérentes entre elles, que leur résolution temporelle soit suffisante pour ne pas avoir à interpoler les pas de temps manquants, que leur résolution spatiale soit suffisante pour rendre les données ponctuelles représentatives de l'ensemble de la surface. On aimerait également que les sections de cours d'eau soient stables dans le temps, que la relation entre les débits et la hauteur soit connue même pour les plus forts débits, que la hauteur mesurée représente la « vraie » hauteur du cours d'eau (vagues, influence des confluences aval, etc).

Concernant le modèle, on aimerait pouvoir créer un modèle reproduisant parfaitement la réalité (ou même, ne reproduisant parfaitement que les observations). Utiliser un tel modèle ne poserait pas de difficulté : quelque soit la méthodologie (période, variable cible) de calage des paramètres (ou même quelle que soit l'estimation des paramètres à partir des observations), le modèle reproduirait les données.

Exemple 1 : Cas de la topographie et de la micro-topographie La topographie ne serait plus échantillonnée à pas d'espace constant, mais les points hauts et les points bas seraient clairement relevés, ainsi que les changements de pentes. Concernant la micro-topographie, les chemins préférentiels des écoulements seraient connus.

Exemple 2 : Cas d'un événement pluvieux La pluie serait connue (par une technologie équivalente à celle du radar par exemple, mais qui fonctionnerait bien sans phénomène de masques ou d'atténuation) en chaque point de l'espace et du temps (ou tout au moins avec une résolution spatiale et temporelle fines) à la fois qualitativement et quantitativement. Sa répartition spatiale serait une information d'entrée et il n'y aurait plus (ou très peu) d'incertitudes sur l'estimation des lames d'eau spatialisées.

> *« Une ligne qui ne délimite rien, qui ne cerne plus aucun contour, qui ne va plus d'un point à un autre, mais passe entre les points, qui ne cesse pas de décliner de l'horizontale et de la verticale, de dévier de la diagonale en changeant constamment de direction [...]. Cette ligne frénétique de variation; en ruban, en spirale, en zigzag, en S, libère une puissance de vie que l'homme rectifiait, que les organismes enfermaient, et que la matière exprime maintenant comme le trait, le flux ou l'élan qui la traverse. »*
> Gilles Deuleuze et Félix Guattari, *Mille Plateaux*, Paris, Minuit, 1980, p. 621 et 623.

B.1.2 Évaluer la complexité d'un modèle hydrologique

Comment mesurer la complexité d'un modèle hydrologique? La complexité d'un modèle se mesure-t-elle au nombre de paramètres libres ? Au nombre de réservoirs ? Dans la littérature, on retrouve le terme complexe pour signifier différentes choses.

D'après la théorie de la complexité de Kolmogorov, la complexité d'un objet fini est défini par la taille du plus petit programme informatique (au sens théorique) qui permet de produire cet objet (Source Wikipédia).

Il ne s'agit pas ici de rentrer dans la théorie de la complexité, ni dans de l'algorithmique complexe. Cependant ceci nous fournit une piste pour évaluer la complexité des modèles les uns par rapport aux autres et surtout, une alternative au simple comptage de paramètres.

Nous avons donc compté pour chaque modèle – dans un même langage de programmation – quel est le nombre de lignes nécessaires pour coder chacun des modèles (on ne prend ici que la partie de transformation de la pluie en débit indépendamment de la gestion des entrées/sorties, des procédures de calibration, etc.). Cette démarche est très certainement perfectible car (1) les codes n'ont pas été particulièrement optimisés pour être les plus concis possibles ; (2) comme on ne remonte pas aux opérations élémentaires (comme cela peut être fait en algorithmique), le nombre de lignes est dépendant des fonctions définies dans le langage de programmation et de la façon dont on considère qu'une ligne est nécessaire ou non au programme (définition des variables, balise avec étiquette, goto, etc.). Cependant, selon nous, cela fournit un moyen de refléter le nombre de relations entre les différents éléments et la complexité même de ces relations, de manière cohérente avec une complexité visuelle lorsque l'on fait le schéma de ces modèles.

Modèle	Paramètres	Réservoirs	Nb lignes	Routage	Total	C1	C2
TOPM	8	3	53	Delai	60	7	5
TOP6	6	3	55	SH2	72	4	8
IHAC	6	3	20	Delai	27	4	1
HBV0	8	3	35	SH1 ?	52	7	3
CREC	6	3	28	Delai	35	4	2
GR4J	4	2	37	SH1 & SH2	64	1	7
GR4X	4	2	34	SH2	51	1	3
GR5H	5	3	44	SH2	61	3	5

TAB. B.1 – *Complexité des modèles utilisés*

C1 : Classement selon le nombre de paramètres
C2 : Classement selon l'ordre de grandeur de la longueur du code informatique

B.1.3 Le choix d'une approche spatiale globale

Le choix de l'approche spatiale est une question importante, qui va avoir des impacts sur les processus dominants à modéliser.

Des informations issues de la télédétection deviennent de plus en plus facilement disponibles ce qui incite les hydrologues à essayer d'incorporer toute cette information dans des processus de modélisation. Pour cela, ils ont recours à une représentation très détaillée de la variabilité spatiale des processus hydrologiques du bassin. Or le degré de spatialisation auquel chacun des processus a besoin d'être représenté n'est pas bien compris (Klemeš, 1983; Boyle *et al.*, 2001) et très souvent toute l'information nécessaire n'est pas disponible ce qui impose le recours à une procédure de calage sur un grand nombre de paramètres.

Parallèlement, dans le cadre de la prévision des crues, seuls les débits en un nombre limité de points du bassin sont pertinents ce qui incite à utiliser une approche globale ou semi-ditribuée qui va permettre de représenter la variabilité spatiale à travers le nombre et la position des bassins ou sous-bassins, déterminés par le degré de spatialisation des entrées (la pluie), des composants structurels du modèle (fonction de production et de transfert) et de certains paramètres (les caractéristiques des surfaces ou des sols) (Boyle *et al.*, 2001).

Ambroise (1999) note de plus que, quelle que soit la résolution spatiale choisie, on doit faire face à une variabilité intra-unité (précipitations, humidité des sols, propriétés physiques des sols,...), et l'interpolation (linéaire, krigeage,...) ne semble pas suffisante. Il ajoute de plus, que pour un système non linéaire, *« la moyenne spatiale des simulations avec les paramètres locaux diffère de la simulation obtenue avec les paramètres moyens »*. Les paramètres équivalents diffèrent donc ainsi des moyennes et/ou des cumuls de leurs valeurs locales et ne peuvent donc pas être déduits directement ni à partir de ces valeurs, ni à partir de leur distribution statistique dans l'entité.

Ainsi si l'apparition des informations à haute résolution, issues de la télédétection, des modèles météorologiques numériques, etc, fait parfois oublier que la modélisation hydrologique a existé avant, avec une approche sur l'ensemble du bassin (*i.e.* une approche globale), cette question du choix de l'approche spatiale reste cependant ouverte pour tous ceux qui n'ont pas choisi *a priori*. De nombreuses études comparent les approches globales (le bassin versant est considéré comme une entité) et spatialisées (le bassin versant est divisé en sous bassins versants (approche semi-globale) ou certaines informations telles que la pluie ou la transmissivité des sols (Topmodel) sont réparties dans l'espace (approches semi-distribuées) ou complètement distribuées (mailles ou pixels).

La principale conclusion émergeant à l'issue d'une revue de la littérature sur le choix des approches spatiales est... qu'il est extrêmement difficile de conclure ! Certaines études prouvent la supériorité des modèles distribués (Kite & Kouwen, 1992; Michaud & Sorooshian, 1994a; Corral *et al.*, 2000; Boyle *et al.*, 2001) tandis que d'autres tendent à prouver que les modèles pluie-débit simples, globaux ont des performances équivalentes à des modèles plus complexes ou distribués voire parfois meilleures (Loague & Freeze, 1985; Grayson *et al.*, 1992; Seyfried & Wilcox, 1995; Woolhiser, 1996; Ye *et al.*, 1997; Reed *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2006). Le projet DMIP, Distributed Model Intercomparison Project (Smith *et al.*, 2006), qui s'est tenu sur la période 2000–2004 n'a pas montré de supériorité d'une approche de modélisation sur une autre.

De plus, très souvent un modèle ou plusieurs modèles représentant l'une des approches est comparé sur un même bassin à un ou plusieurs autres modèles représentant la seconde approche. Dans ces situations, il devient souvent difficile de conclure car on ne sait pas ce qui est à l'origine du succès relatif : l'approche ou le type de modèle ou le modèle lui-même? D'autres études, comparent sur des sites identiques les mêmes formulations de modèles mais en spatialisant ou non.

Pour compléter la revue de la littérature réalisée par Segond (2006), il est possible de rappeler que sur les bassins de la Loire supérieure, différentes approches spatiales ont déjà été testées sans faire apparaître de résultats définitifs : le modèle distribué Mike-SHE a été mis en œuvre avec visiblement quelques difficultés pour la simulation ou la régionalisation sur deux petits bassins versants (51 et 139 km^2) (Grelat, 2002; Valdes, 2002) ; la pertinence de modèles semi-distribués comme Cinékar (Brun, 2001) et Trahcod (Grelat, 2002) a été testée sur le bassin du Lignon (139 km^2), enfin sur plusieurs bassins, des modèles globaux ont été utilisés (Brun, 2001; Jenni, 2001; RIO2, 2004).

L'esprit humain n'est pas capable d'intégrer une multitude d'informations simultanément et de manière performante. On entend parfois dire qu'il ne faut pas présenter de tableaux à plus de quatre lignes et quatre colonnes, qu'il ne faut pas présenter de graphiques comportant plus de de quatre à cinq courbes [1]. Pourtant on se propose parfois d'utiliser des modèles dont la quantité d'information est incroyable à la fois en regard des points de contrôles et également de ce que peut considérer un esprit humain. Néanmoins, au final, ce sont bien des hommes – ou des femmes! – qui doivent interpréter les prévisions, choisir d'avoir confiance ou non, identifier les points de doutes... Si le nombre de degrés de liberté est trop grand, plus aucun jugement humain ne reste possible sur les résultats intégrés issus de ces modèles. Et si, le jugement humain devient impossible, alors il est indispensable que le modèle en question fournisse toujours de très bons résultats sinon il ne sera pas utilisé : qui, au dela de la fierté d'utiliser des informations issues d'outils technologiques modernes, choisirait d'appuyer ses décisions sur un modèle qui se trompe et dont on ne peut savoir – ni même soupçonner – pourquoi?).

Ainsi il a été choisi de travailler selon une approche spatiale globale, avec des modèles simples, conceptuels ou boites noires, en continu. Il n'a pas été montré dans la littérature [2] que ce soit la meilleure façon de faire mais il n'a pas été montré non plus de manière définitive qu'elle soit moins pertinente, notamment du point de vue de la prévision des crues.

Cette étude n'a pas l'ambition de trancher cette question du choix de l'échelle spatiale. Notre sentiment est qu'en prévision, il est extrêmement important d'avoir des modèles simples et rapides [3]. Et les modèles globaux correspondent par définition probablement mieux à ces caractéristiques (Garçon, 1999). Ce sont les raisons qui ont conduit à choisir ce type d'approche spatiale et à en explorer les possibilités quitte éventuellement, si les modèles globaux se montraient défaillants à tenter d'en exprimer les limites et à proposer de passer à un type d'approche plus « spatialisé ».

B.1.4 Le choix du type de modèles : à base physique, conceptuel, empirique ou boîte noire?

Les modèles distribués à base physique (approche ascendante, bottom-up) ont monopolisé une part très importante des travaux de recherche en modélisation hydrologique depuis environ une décennie. La raison en est probablement, la concomitance du développement de la puissance informatique, de la disponibilité de données pixellisées (télédétection, SIG, modèles météorologiques, etc) ainsi qu'une envie, a priori légitime, de parvenir à faire entrer les équations issues des observations locales sur la parcelle ou dans le laboratoire dans un système permettant de modéliser le bassin versant. L'hydrologie pourrait ainsi davantage se rapprocher des sciences exactes...

Mais pour toutes les raisons décrites dans la partie précédente (complexité des milieux, des processus, difficultés liées aux échelles), ces options restent encore aujourd'hui assez difficiles à valoriser et comme le notent assez euphémistiquement Goswami *et al.* (2005), leur application dans les systèmes de prévisions des crues opérationnels n'est pas

1. Le lecteur du présent manuscrit est donc considéré comme un esprit supérieur, car il va parfois devoir faire face à des graphiques comportant plus de cinq courbes. Et les tableaux...

2. en fait, si! cela a été montré, mais des avis contraires ayant également été montrés...

3. Ce sentiment est en partie confirmé par les options de modélisations globales prises pour les études BVNE ou la plate-forme SOPHIE.

encore très répandue – et il pourrait être ajouté qu'à notre connaissance elle ne l'est pas du tout pour les petits bassins rapides. Une raison supplémentaire de cette non-utilisation par les services opérationnels peut être liée au fait que ce la supériorité de ces modèles du point de vue opérationnel n'a pas encore été démontrée.

> *« Modéliser en hydrologie ne signifie donc pas, du moins à l'échelle du bassin versant, représenter aussi fidèlement que possible les processus. (…) La modélisation à l'échelle du bassin versant est un exercice de synthèse et de simplification, qui doit pouvoir s'appuyer sur une compréhension globale de la réponse du bassin aux pluies »* Garçon *et al.* (2003)

Comme pour le choix du type d'approche spatiale, il a été décidé de sélectionner des outils simples et de tester de quoi ils sont capables. Ceci s'est traduit par le choix de modèles conceptuels (qui tentent de représenter plus ou moins explicitement les processus dominants à l'échelle du bassin) et de modèles boites noires qui eux ne prétendent à aucune représentativité mais jouent en général un rôle d'interpolateur de données.

B.1.5 Le choix d'utiliser des modèles en continu

Cette distinction concerne essentiellement les modèles conceptuels, les modèles boite noire étant davantage destinés à une utilisation en mode continu. Les différences entre une utilisation en mode continu et en mode événementiel existent mais ne semblent pas déterminantes.

Lors d'une **utilisation en mode événementiel**, il est possible, si l'événement est suffisamment court et le bassin en zone tempérée, de ne pas tenir compte des phénomènes d'évaporation et de transpiration. Il est possible également de ne pas simuler le débit de base : il s'agit alors de simuler le débit de crue et le débit de nappe et de leur ajouter une valeur du débit avant la crue alors considéré comme reflétant le débit de base. Le principal avantage est que comme on ne cale les modèles que sur des événements de crues et qu'on ne cherche à simuler que les débits liés à l'événement de crue, on a davantage de chances de mieux en capter les processus sous-jacents. La principale difficulté d'une utilisation événementielle est d'initialiser les variables d'état. Pour cela, il est possible de prendre compte une série des observations antérieures à la crue et de faire tourner les modèles afin que les réservoirs se remplissent. Mais selon le type de modèle, l'inertie au remplissage des réservoirs peut être plus ou moins longue et cette période antérieure peut ne pas toujours suffire (et si elle devient longue, alors il devient indispensable de régler le bilan avec l'évapotranspiration)

Une **utilisation en mode continu** présente l'avantage de ne pas poser de difficulté pour l'initialisation des états des réservoirs et la simulation du débit de base. De plus, il n'est pas certain que pour bien simuler les crues, il ne faille prendre en compte que les processus sous-jacents dans la formation des crues, et simuler en continu permet probablement de capter cette information supplémentaire – si elle existe. Une utilisation en continu permet de plus de fonctionner – notamment pour la prévision des crues – en mode de vigilance : si une pluie se produit à un instant donné, le modèle est immédiatement près à en simuler/prévoir les conséquences hydrologiques. Le principal inconvénient d'une utilisation en continu réside dans le fait que – et c'est notamment le cas pour les données issues de l'opérationnel, et en particulier pour les bassins de la Loire supérieure de cette étude – les données ne sont pas de qualité constante : un effort de qualité (notamment au niveau de la résolution temporelle (dépouillement manuel ou acquisition en mode «crue»)) est réalisé en période de crue mais ne l'est pas toujours sur les autres parties de la chronique. Tous ces points ayant été considérés, il a été choisi de travailler en mode continu.

En ce qui concerne **l'évaluation des modélisations**, une évaluation sur une longue période continue permettrait de garantir la meilleure objectivité et représentativité (Leviandier, 1988). Si on ne s'intéresse qu'aux crues, alors souvent il devient nécessaire pour des raisons matérielles de sélectionner des événements au-dessus d'un certain seuil. Ce seuil devrait être pris par rapport aux précipitations. En effet, pour aller de la cause vers l'effet et non l'inverse, il est nécessaire de choisir les échantillons d'événements à partir de pluies et non pas d'utiliser un échantillon de crues pour déterminer l'effet des pluies.

> *« C'est assez capital si l'on veut vraiment, en prévision à la suite d'averses fortes, avoir des possibilités de non-crue, car la non crue est un résultat de prévision non négligeable si l'on veut éviter les alertes inutiles. »* (Grard, 1988).

Le premier choix (contrôle sur une longue période) tend à négliger le suivi individuel des crues alors que ce dernier permet de mieux percevoir les mécanismes de corrections. Choisir un petit nombre d'événements permet de sélectionner des événements représentatifs ou des événements particulièrement difficiles (crues complexes, premières crues après les étiages, crues correspondant à des pluies anormalement réparties spatialement). Ce dernier choix est excellent pour la mise à l'épreuve des modèles mais réduit la portée des conclusions sur les comparaisons entre les modèles car ceux-ci réagissent sans doute différemment à différents types de difficultés et il faut une grande expérience du bassin pour choisir les cas réellement difficiles sans être totalement aberrants et non représentatifs.

B.1.6 Le choix du pas de temps de modélisation

Le choix du pas de temps de modélisation ne devrait être réalisé qu'à partir des objectifs de modélisation et des temps caractéristiques du fonctionnement des bassins à modéliser. Pour des applications en prévision des crues, le pas de temps devrait en théorie être choisi à la moitié du temps de montée de la crue – au maximum! – afin de pouvoir visuliser/prévoir la dynamique de la montée de crue.

En pratique, les modèles hydrologiques sont le plus souvent utilisés au pas de temps journalier : ce pas de temps est à la fois adapté aux temps de réaction d'un grand nombre de bassins (en général, ceux dont la taille dépasse 5000 km^2 mais cela dépend toujours du type de formation des crues) et correspond surtout à l'essentiel des installations d'instrumentation des bassins : un grand nombre de données sont ainsi disponibles au pas de temps journalier, alors que c'est loin d'être le cas au pas de temps horaire.

Pour cette étude, un pas de temps fixe, horaire, a été choisi. Cela correspond plus ou moins bien au pas de temps théorique qu'il aurait fallu prendre. Le bassin pour lequel le temps de concentration est le plus court, le Tauron à Cros de Géorand (20 km^2), réagit en deux à trois heures: prendre un pas de temps horaire est donc limite mais permet quand même de « voir » la montée de la crue. Le plus grand bassin, celui de la Loire à Bas-en-Basset a un temps de réaction qui varie de 7 à 12 heures. Un pas de temps de 4 heures serait donc vraisemblablement suffisant – voire préférable pour l'utiliser de la même manière que les autres bassins (même nombre de pas de temps dans la montée, même dynamique, etc). Il a cependant été choisi d'utiliser un même pas de temps pour tous les bassins, pour des raisons de simplicité d'utilisation.

B.1.7 Relations entre la simulation et la prévision

Tel que cela a été vu en 1.2.3 (page 21), il existe des différences entre simulation et prévision : (i) au niveau des variables d'intérêt : alors qu'en simulation l'objectif est de reproduire au mieux les crues, en prévision certaines variables d'intérêt apparaissent telles que le dépassement de seuils, la dynamique de l'événement, le fait d'anticiper l'événement… ; et (ii) au niveau de la façon dont les outils sont mis en œuvre : utiliser ou non des scénarios de précipitations futures et/ou des techniques de mise à jour.

Le premier point implique d'orienter l'évaluation des modélisations vers des aspects de prévisions et cela se traduira en pratique dans le choix des critères d'évaluation. Les modélisations seront donc doublement évaluées : du point de vue de la simulation et du point de vue de la prévision. Evaluer les modélisations en simulation doit permettre de les situer pas rapport aux analyses de la littérature, et de choisir entre différentes option de modélisations. Les évaluer du point de vue de la prévision doit permettre de quantifier quel peut être l'apport ou l'intérêt d'un modèle hydrologique pour cet objectif.

Le second point soulève quant à lui deux questions :

- Etant données les incertitudes sur les pluies futures, reproduire avec le moins d'incertitudes (le moins d'erreurs) possible la transformation des pluies en débits est-il nécessaire? En d'autres termes, l'effort sur la transformation pluie-débit est-il justifié?
- Etant donné que la prévision va s'appuyer sur les derniers débits observés, est-il utile de vouloir parvenir à prévoir les débits sans s'appuyer sur les dernières observations? Un modèle a-t-il nécessairement besoin d'être efficace en simulation pour être efficace en prévision ?

Même du point de vue de la prévision, il peut être intéressant d'évaluer quelle est la part d'incertitudes liée aux modèles et quelle est la part liée aux prévisions de pluies. Ceci devient possible lorsque des scénarios de « pluie connue – ou parfaite » sont utilisés : si on avait une connaissance parfaite de la pluie à venir, voilà ce qu'il serait possible de dire du point de vue des débits. Une alternative est d'utiliser un scénario de « pluies nulles » qui permet de propager les pluies déjà précipitées et peut en même temps fournir une limite inférieure (modélisée) des débits futurs à venir. Les scénarios de pluies futures sont limités à deux scénarios très répandus dans la littérature, et l'utilité des prévisions de pluies ne sera évaluée que dans la partie finale de cette étude sur les outils de modélisations.

En ce qui concerne les techniques de mises à jour, d'une part la littérature montre que si l'on évalue un modèle hydrologique (modèle de processus) associé à des techniques de mise à jour, c'est la technique de mise à jour qui prime sur les modèles mais qu'une technique de mise à jour, aussi sophistiquée soit-elle ne peut compenser à elle seule les défaillances de la modélsation (Refsgaard, 1997b) ; d'autre part utiliser les modèles sans mise à jour permet de vérifier s'ils parviennent à capter le fonctionnement du bassin et pas seulement le modèle d'erreur sur les débits. De plus, la trajectoire de prévisions à échéances constantes ne constitue pas un hydrogramme de sortie du modèle, ce qui peut parfois être considéré comme gênant et Leviandier (1988) note que l'on peut préférer une prévision d'hydrogramme global, plus crédible, même si chacun de ses points n'est pas optimal. Il a donc été choisi de travailler à la fois avec des mises à jour et sans mises à jour. Ceci a pour but de clarifier en séparant les contributions des modèles hydrologiques de celles des techniques de mise à jour.

La relation entre le choix de l'horizon de prévision et la façon dont sont utilisés les modèles est mise en avant entre autres par Leviandier (1988). Si l'horizon de prévision choisi est supérieur au temps de réponse des pluies sur le bassin concerné, alors le rôle des précipitations futures n'est pas complètement déterminant dans la formation des débits à cet horizon. Il est alors possible, si aucune prévision quantitative de précipitation n'est disponible, de ne pas en tenir compte (scénario de pluies futures nulles) et de miser sur la transformation en débit des pluies déjà précipitées. Si ce n'est pas le cas et que l'horizon de prévision est supérieur au temps de réponse des pluies, alors il devient indispensable d'utiliser des prévisions de précipitations. Si des prévisions quantitatives, distribuées dans le temps et dans l'espace de façon adéquate pour être utilisées par le modèle, sont disponibles, il est tout-à-fait légitime de les utiliser. Dans le cas contraire, il est possible d'utiliser des simulations de prévisions : des prévisions *« parfaites »*, pour lesquelles tout est fait comme s'il était possible de disposer de telles prévisions de précipitations. Ce dernier cas revient finalement à s'écarter de la condition de prévision pour faire de manière cachée de la simulation avec réajustement glissant des conditions initiales.

B.1.8 Définition d'un cadre de comparaison

La définition précise du cadre dans lequel est réalisée une comparaison est sinon indispensable, au moins fortement recommandée afin de pouvoir tirer des conclusions objectives de l'étude. Les exemples dans la littérature sont nombreux. Refsgaard & Knudsen (1996) insistent sur le fait que les résultats d'une certaine validation de modèle sont influencés par des conditions de test spécifiques, en particulier le climat, les caractéristiques du bassin, la disponibilité de données et la qualité et la subjectivité des évaluations réalisées par les utilisateurs (notamment l'interprétation des données disponibles pour déterminer les valeurs des paramètres des modèles). Ils ajoutent que les résultats obtenus ne sont pas uniquement fonction du système de modélisation mais également de l'utilisateur et de facteur numériques. Pour arriver à une conclusion définitive, de nombreuses validations sont en général nécessaires et le nombre limité de tests suggère que des résultats isolés doivent être pris avec précaution. De leur côté, Perrin *et al.* (2001) rappellent que parfois des comparaisons concernent non plus seulement le modèle mais l'approche de modélisation complète où chaque concepteur de modèle peut choisir une fonction objectif spécifique et/ou une procédure de calage particulière (WMO, 1975, 1986). Il est souvent difficile d'interpréter les raisons pour lesquelles un modèle est comparativement meilleur ou moins bon, et les interprétations réalisées sont généralement des suppositions qui ne sont pas ensuite démontrées. Enfin, souvent les écarts entre les différents modèles ne sont pas suffisamment significatifs pour pouvoir être interprétés comme une preuve de qualité.

Leviandier (1988) rappelle que l'approche privilégiée (ou l'objectif d'évaluation) pour l'intercomparaison conditionne la façon dont celle-ci est mise en œuvre. Par exemple, lors d'une approche strictement opérationnelle : c'est unique-

ment le résultat final qui compte. Dans ce cas, on évalue à la fois le modèle, la procédure de correction en temps réel et l'aptitude du programme informatique et de l'utilisateur à intégrer des aléas tels que des erreurs grossières de données. Cette approche nécessite de tolérer des corrections « manuelles » quelque peu subjectives mais livre l'état actuel des techniques. Une autre approche possible consiste à « chercher à évaluer les performances de l'algorithme dans les meilleures conditions possibles, représentatives de la réalité, mais en simplifiant éventuellement pour faciliter l'analyse » (Leviandier, 1988). Cette dernière approche, même si elle est souvent coûteuse en algorithmes de calculs, permet d'entrevoir les progrès futurs possibles, en admettant que la mise en œuvre de modèles est plus facile à améliorer que leurs aspects fondamentaux.

Ainsi pour la mise en œuvre de la comparaison, plusieurs choix apparaissent, notamment concernant les conditions pratiques de comparaison et qui la fait. Du point de vue des conditions pratiques de comparaisons, les possibilités sont : (i) en situation réelle mais c'est difficile à organiser [1] ; (ii) en simulation totale de temps réel (les valeurs réelles correspondant aux prévisions sont fournies aux prévisionnistes après que ceux-ci aient émis une prévision) ; (iii) en simulation de temps réel sur fichier continu [2] (les données observées étant fournies d'avance mais ne devant pas être utilisées à l'avance). C'est cette dernière option qui a été choisie dans cette étude. Sur le choix des personnes réalisant les comparaisons, les possibilités sont : (iv) chaque développeur teste son propre modèle ; (v) une même personne teste l'ensemble des modèles. C'est bien sûr cette dernière option qui a été choisie dans cette étude.

Le jugement du caractère opérationnel du modèle sera le mieux satisfait par une simulation totale de temps réel (cas i) et par des utilisateurs différents sur chaque modèle (cas v). Au contraire, la compréhension du fonctionnement des différents modèles sera mieux servie par une mise en œuvre unique (cas iv) sur une longue période (simulation de temps réel sur fichier continu (cas iii)). Cette dernière approche est plus fréquente et c'est la notre dans cette étude.

1. C'est l'objectif de l'expérience BVNE (Bassins Versants Numériques Expérimentaux) mise en place par le SCHAPI depuis 2005.

2. Cela correspond à la démarche de l(organisation mondiale de météorologie qui a organisé une telle comparaison en 1992 (WMO, 1992).

B.2 Les techniques de mise à jour

B.2.1 Les méthodes de mises à jour

Les méthodes de mises à jour pour la prévision hydrologique peuvent concerner différents éléments. S'il n'existe pas de consensus universel sur le meilleur type de méthode de mise à jour pour la prévision des crues (Yu & Chen, 2005), leur classification ne semble pas, elle, poser de difficultés. Elles sont classiquement distinguées selon ce sur quoi elles sont mises en œuvre (O'Connel & Clarke, 1981; WMO, 1992; Refsgaard, 1997a; Babovic *et al.*, 2001) :

- la mise à jour sur les **variables d'entrée**. La justification de cette méthode est que souvent les incertitudes sur les données d'entrée est la source d'erreur dominante dans les prévisions. Cette mise à jour sur les données d'entrée à pour effet une mise à jour sur les variables d'état et est moins utilisée que les techniques alternatives (d'après Moore (1993)).
- la mise à jour sur les **variables d'état**. Cette technique relativement courante consiste à ajuster en tant réel les contenus en eau modélisés dans les différents réservoirs des modèles. Cela peut être réalisé avec un filtre de Kalman ou un filtre de Kalman étendu (pour les relations non linéaires). Ces techniques si elles présentent quelques inconvénients (notamment liés à la non-linéarité du système et au coût informatique associé à la propagation des erreurs pour des modèles comportant un nombre élevé de variables d'état) ont pu être mise en œuvre de manière efficiente (DaRos & Borga, 1997), notamment en permettant d'améliorer les prévisions sur des affluents à partir d'une mise à jour réalisée à partir des données à l'exutoire (Rabuffetti, 2006).
- la mise à jour sur les **paramètres du modèle**. Cette option consistant à réévaluer sur les dernières données les valeurs des paramètres est assez contestée (Kachroo, 1992). Refsgaard (1997b) ajoute que cette technique est souvent réservée aux modèles boîtes noires pour lesquels la distinction entre les variables d'état et les paramètres du modèles n'est pas très claire. Il est cependant possible de trouver des études ayant utilisé avec succès cette technique avec des modèles conceptuels, par exemple celle de Yang & Michel (2000). Les techniques de mise à jour sur les variables d'état et sur les paramètres permettent de compenser d'éventuelles déficiences du modèle.
- la mise à jour sur les **sorties du modèle** (on parle également de modèle d'erreurs) est une technique largement utilisée (WMO, 1992; Ahsan & O'Connor, 1994) présentant l'avantage de permettre de séparer les résultats de la simulation et ceux de la correction des erreurs et elle est généralement reconnue comme la technique de mise à jour la plus simple et la plus facile à utiliser (Shamseldin & O'Connor, 2001).

De plus, d'un certain point de vue, les techniques de prévisions **multi-modèles** peuvent être considérées comme d'autres techniques de mise à jour (Yang & Michel, 2000) portant elles sur l'outil de modélisation (structure + variables d'états + paramètres) : il est possible de choisir en temps réel, selon les dernières erreurs de modélisations observées quel modèle est le meilleur dans une situation donnée . . . et l'utiliser.

Pour préciser encore un peu la définition des techniques de mise à jour, il est possible d'ajouter qu'une distinction est réalisée (par relativement peu d'auteurs) entre : (i) les outils de modélisation qui utilisent directement en entrées les dernières observations (typiquement, les modèles de régression, les réseaux neuronaux) et que l'on trouve sous le nom de *« mise à jour implicite »*(Xiong *et al.*, 2004) ou *« mises à jour directes »* (Tangara, 2005) ; et (ii) ceux qui peuvent produire des résultats sans utiliser les dernières données observées et pour lesquels on utilise ensuite une des techniques de mise à jour définies ci-dessus pour utilisent une mise à jour : *« mise à jour explicite »*(Xiong *et al.*, 2004) ou *« mise à jour séquentielle »* (Tangara, 2005). L'avantage souligné par Tangara (2005) pour les modèles à mise à jour implicite est le fait d'être directement calés avec les dernières données observées.

B.2.2 Les modèles d'erreurs sur les sorties

Dans la littérature, la technique de mise à jour la plus utilisée concerne des modèles d'erreurs sur les sorties. La persistance – ou la dépendance temporelle – des données de débits est une caractéristique connue qui peut provenir à la fois de l'inertie du système (effet de stockage) mais également, dans une moindre mesure, de la persistance des données d'entrées telles que les précipitations. La persistance des résidus de modélisation est également un résultat relativement

classique. Si c'est erreurs sont complètement stationnaires cela signifie que la modélisation pluie-débit n'a pas réussi à capter toute la nature déterministe du phénomène. Si non, il s'agit alors d'un bruit blanc (Goswami *et al.*, 2005).

La technique de mise à jour la plus naïve sur les sorties est la persistance des erreurs : on considère qu'au pas de temps $t + L$ l'écart et le débit observé sera vraisemblablement proche de celui réalisé au pas de temps t pour lequel une valeur de débit observé (et donc de l'erreur de simulation réalisée) vient d'être obtenu. Mais dans le rapport de WMO (1992) est souligné le fait que la prévision des crues pourraient être raffinées de manière sensible par le couplage de modèles conceptuels (*i.e.* de modèles hydrologiques) et de modèles stochastiques autorégressifs parcimonieux (*i.e.* de modèles d'erreurs).

B.2.3 Quelques applications

Ceci a par exemple été réalisé par Toth *et al.* (1999) qui testent différents modèles stochastiques linéaires et univariés en sorties de modèles conceptuels. Ils montrent que :

- des modèles simples sont les plus performants : ARMA(1,1) est le meilleur pour leur étude mais ARMA(1,0) (c'est-à-dire en fait un modèle AR(1)) donne des résultats de bonnes qualité et assez proches des précédents ;
- plus on prend de données antérieures pour estimer les paramètres du modèle (de 7 à 100), meilleure est l'efficience du modèle, mais à partir de 30 données, l'amélioration est limitée ;
- sur un bassin dont le temps de concentration est de 10 heures, les résultats montrent que le modèle stochastique de traitement des erreurs améliore les performance des sorties par rapport au modèle conceptuel mais seulement pour des horizons de prévision de 3 heures ou moins.

D'autres techniques que les modèles stochastiques peuvent être utilisées en sortie des modèles hydrologiques telles que les modèles de logique floue (Yu & Chen, 2005) [1]. Goswami *et al.* (2005) évaluent quand à eux les performance de huit procédures de mises à jour en temps réel, de complexité variable, sur des données journalières pour un bassin de 1 207 km^2. Cette étude montre que :

- à un horizon de prévision de un pas de temps (ici une journée), tous les modèles d'erreurs sont équivalents (performances du point du vue d'une efficience de Nash & Sutcliffe (1970) de l'ordre de 90%.)
- à des horizons de prévisions supérieurs (jusqu'à 6 pas de temps), trois des modèles testés se distinguent du point de leur efficience. Il s'agit de formes classiques de réseaux de neurones artificiels et d'une fonction de transfert linéaire. Trois autres modèles obtiennent des performances correctes : deux fonctions de transfert modifiées et le modèle auto-régressif. Enfin, des modèles naïfs n'utilisant que les données de débits observées et pas de données de pluies obtiennent des performances réellement moindres.

Cette étude montre que :

- à un horizon de prévision de 1 pas de temps, tous les modèles d'erreurs sont équivalents (performances du point du vue d'une efficience de Nash & Sutcliffe (1970) de l'ordre de 90%.)
- à des horizons de prévisions supérieurs (jusqu'à 6 pas de temps), trois des modèles testés se distinguent du point de leur efficience. Il s'agit des formes non naïves des réseaux de neurones artificiels et de la fonction de transfert linéaire [modèles (iii), (iv) et (vi)]. Trois autres modèles obtiennent des performances correctes : les deux fonctions de transfert modifiées et le modèle auto-régressif [modèles (i), (vii) et (viii)]. Enfin, les modèles naïfs n'utilisant que les données de débits observées [(ii) et (v)] obtiennent des performances réellement moindres.

Yang & Michel (2000) comparent une méthode de mise à jour sur les paramètres et un modèle de correction d'erreur (modèle AR(1) sur les erreurs avec $\rho = 0.3$ à 0.75 selon le bassin) et montrent qu'une mise à jour sur les paramètres est plus efficiente du point de vue d'un critère de persistance qu'une correction des erreurs tant pour des scénarios de pluie future connue que pour des scénarios de pluies futures nulles. Moore (1993) concluent que la mise à jour sur les variables d'état est plus fiable que le modèle d'erreurs quand les temps de transferts ne dominent pas (*i.e.* pour de petits cours d'eau, avec une plus faible dépendance temporelle des débits). Ces deux études montrent que des méthodes

1. Ils montrent que pour des échéances de 1 à 4 heures sur un bassin de 2100 km^2, ces traitements d'erreurs permettent de mieux prévoir deux événements de crue (hydrogrammes et efficiences par rapport à un modèle naïf)

de mises à jour sur les paramètres ou sur les variables d'état peuvent dépasser les méthodes de traitements des erreurs. Cette affirmation peut être relativisée par (il en existe beaucoup d'autres) l'étude de Refsgaard (1997b) qui montre qu'un filtre de Kalman étendu (mise à jour sur les variables d'état, méthode un peu complexe) ne sont que très marginalement meilleures que celles avec un modèle de correction des erreurs notamment lorsque la simulation initiale n'est pas très bonne. De même selon Ollivier (2004), des modèles simples comme un report de l'erreur entre le débit observé et le débit simulé s'avère aussi efficace que la méthode de mise à jour sur les paramètres de Yang & Michel (2000), méthode assez complexe.

B.2.4 Modèle de simulation ou mise à jour?

La question qui se pose est finalement : *« Qu'est ce qui est le plus important : le modèle de simulation ou la routine de mise à jour? »* Refsgaard (1997b) montre que plus la simulation de base est bonne, meilleure est la mise à jour mais que si l'hydrogramme simulé n'est pas réaliste du point de vue de la physique de l'hydrogramme observé, alors les procédures de mises à jour (et même celles d'entre elles qui sont relativement complexes) ne permettent pas de compenser une modélisation déficiente. Cependant du point de vue de critères portant sur l'ensemble des débits tels que les efficiences de Nash & Sutcliffe (1970), l'amélioration apportée par la présence d'une mise à jour est significative pour tous les modèles, alors que graphiquement ce n'est pas toujours le cas Refsgaard (1997b); Goswami *et al.* (2005). Il est conclu que le problème de toutes les mises à jour est celui d'arriver à séparer les erreurs sur la phase et sur l'amplitude des erreurs.

B.3 Données pour la comparaison des modèles globaux

Finalement, les périodes retenues et leurs principales caractéristiques sont décrites pour chacun des bassins dans le tableau TAB.B.2 (page 418). Sauf indication contraire, ce sont ces périodes qui ont été utilisées pour mettre en œuvre les modèles linéaires et les réseaux neuronaux. Cette étude sur les périodes met en avant leur variabilité hydrométéorologique. Il est possible de noter que mis à part le cas du bassin de la Loire à Bas-en-Basset pour lequel les données de la crue de septembre 1980 sont disponibles, le débit maximal observé fait partie de la deuxième ou troisième période (crues de novembre 1996 et décembre 2003 ; crue de septembre 1992 pour Rieutord). Il est également possible de caractériser par les valeurs de *« étiage »*, *« crue.5 »* et *« crue.10 »* des années « sèches » et des années « humides ». En particulier les pourcentages de valeurs en crue permettent d'avoir une idée du niveau d'information sur ces processus fourni au modèle lors du calage. Les maxima permettent d'évaluer dans quels cas, le modèle est utilisé hors gamme, par exemple pour tous les bassins à part Chadrac, si le modèle est calé sur la première période, il est forcément utilisé *« hors gamme »* sur les autres périodes, les débits atteignant des valeurs non rencontrées lors du calage.

Au niveau des pluies, les caractéristiques des périodes montrent les éléments suivants : sur les petits bassins amont (Cros de Géorand, Rieutord, Besseyre, Chambon, Goudet) les valeurs de la moyenne et de l'écart-type des pluies de bassin horaires, celles de la pluie de bassin horaire maximale, et le pourcentage de pluies de bassin fortes (>1 mm et >10 mm) sont plus élevés que sur les bassins les plus grands (Chadrac, Bas-en-Basset).

Les coefficients de corrélation à un pas de temps montre une autocorrélation importante des données de débits ($\rho > 0.9$) – notamment pour les bassins les plus lents tels que Chadrac, Vaubarlet, Bas-en-Basset – alors que celle des données de pluies est légèrement inférieur : de 0.71 pour Espaly à 0.90 pour Goudet. La corrélation entre le débit à t_0 et une valeur antérieure de pluie de bassin horaire permet à la fois de mettre en avant la faible corrélation entre les données de débits et les données de pluies (0.61 au mieux à Rieutord : les plus fortes valeurs de corrélations entre les pluies et les débits sont trouvées pour les plus petits bassins non influencés, Cros de Géorand et Rieutord) et de mettre en avant l'intervalle de temps entre cette pluie la plus corrélée et l'évolution des débits. Ce dernier intervalle obtenu pourrait également être mis en rapport avec les temps caractéristiques identifiés par ailleurs pour chacun des bassins.

Bassin	Période	Caractéristiques des débits ($m^3.s^{-1}$)							Caractéristiques des pluies (mm)							Relation P-Q	
		moy	ect	min	max	étiage	crue.5	crue.10	cor.Q	moy	ect	min	max	P>0mm	P>1mm	P>10mm	cor.P	cor.PQ	T_{opt}
Cros de G.	1 83-88	0.7	1.6	0.02	77	10.5%	2.2%	0.7%	0.93	0.16	0.78	0	28.2	17.6%	4.0%	0.1%	0.79	0.56	1
	2 88-95	0.6	1.6	0.03	89	7.2%	2.7%	0.7%	0.91	0.18	0.88	0	36.2	20.8%	4.3%	0.1%	0.75	0.56	2
20 km^2	3 95-02	0.8	2.0	0.03	89	1.2%	3.7%	0.8%	0.96	0.19	0.90	0	47.6	24.7%	4.4%	0.1%	0.81	0.56	2
Rieutord	1 83-88	2.6	6.2	0.00	273	18.2%	2.3%	0.8%	0.96	0.16	0.83	0	34.7	18.3%	4.0%	0.1%	0.78	0.57	2
	2 88-95	2.9	6.9	0.07	443	11.2%	2.4%	0.9%	0.94	0.19	0.98	0	47.6	22.8%	4.3%	0.1%	0.77	0.63	3
62 km^2	3 95-02	2.7	7.5	0.03	351	11.1%	2.0%	0.8%	0.97	0.20	0.95	0	51.9	29.7%	4.7%	0.2%	0.86	0.61	2
Goudet	1 82-88	5.0	7.8	0.45	318	0.0%	1.8%	0.4%	0.99	0.12	0.54	0	17.0	27.8%	3.2%	0.0%	0.83	0.36	14
	2 88-95	5.1	11.0	0.86	381	0.0%	2.1%	0.8%	0.99	0.14	0.63	0	23.1	34.5%	3.5%	0.0%	0.83	0.42	7
432 km^2	3 95-03	4.9	15.8	0.44	868	0.0%	1.4%	0.7%	0.98	0.15	0.67	0	20.8	40.4%	3.8%	0.1%	0.90	0.52	5
Besseyre	1 90-93	1.1	1.2	0.11	31	0.5%	1.0%	0.0%	1.00	0.12	0.51	0	15.4	27.8%	2.9%	0.0%	0.76	0.32	5
	2 93-98	1.4	2.3	0.01	81	0.5%	2.5%	0.4%	0.99	0.15	0.64	0	22.2	37.5%	3.8%	0.0%	0.78	0.44	4
51 km^2	3 98-03	1.3	2.1	0.04	69	4.8%	1.3%	0.4%	0.98	0.13	0.57	0	26.9	38.4%	3.1%	0.0%	0.78	0.44	4
Coubon	1 98-99	7.5	9.4	1.62	128	0.0%	1.2%	0.4%	0.99	0.12	0.50	0	10.8	45.9%	2.8%	0.0%	0.89	0.49	13
	2 00-01	8.5	13.0	1.35	644	0.0%	1.3%	0.2%	0.96	0.13	0.55	0	16.8	41.3%	3.0%	0.0%	0.88	0.47	8
732 km^2	3 02-03	8.2	22.4	1.65	513	0.0%	1.7%	0.7%	0.99	0.14	0.53	0	8.7	37.1%	3.2%	0.0%	0.87	0.51	11
Pandraux	1 98-99	1.7	2.6	0.05	80	9.3%	1.6%	0.4%	0.99	0.11	0.48	0	16.8	36.1%	2.5%	0.0%	0.80	0.39	1
	2 00-01	1.7	2.6	0.06	100	6.6%	1.4%	0.4%	0.98	0.11	0.51	0	14.6	33.7%	2.6%	0.0%	0.82	0.46	5
107 km^2	3 02-03	1.4	3.9	0.00	103	19.1%	1.6%	0.7%	0.99	0.12	0.49	0	8.8	35.1%	2.8%	0.0%	0.84	0.48	5
Espaly	1 85-90	2.9	4.8	0.09	141	1.3%	2.2%	0.5%	1.00	0.09	0.35	0	8.9	24.6%	2.2%	0.0%	0.83	0.23	10
	2 90-96	3.1	4.2	0.13	74	0.0%	2.0%	0.5%	1.00	0.10	0.43	0	14.5	32.5%	2.4%	0.0%	0.71	0.22	14
375 km^2	3 96-03	2.6	3.3	0.10	185	0.%3	1.0%	0.2%	0.97	0.09	0.42	0	12.6	36.3%	2.2%	0.0%	0.69	0.25	13
Chadrac	1 77-85	17.5	24.1	2.00	719	0.0%	2.0%	0.6%	0.99	0.11	0.44	0	14.9	32.8%	2.7%	0.0%	0.88	0.39	11
	2 86-96	12.3	16.3	2.32	505	0.0%	1.0%	0.2%	0.99	0.10	0.41	0	12.4	34.5%	2.4%	0.0%	0.85	0.36	11
1310 km^2	3 98-03	14.5	29.7	0.72	1361	0.%0	1.4%	0.5%	0.99	0.12	0.48	0	11.8	49.6%	2.9%	0.0%	0.89	0.46	9
Chambon	1 77-85	3.5	7.3	0.02	250	10.5%	2.1%	0.7%	0.98	0.10	0.51	0	22.3	19.0%	2.4%	0.0%	0.85	0.50	5
	2 86-94	3.2	5.3	0.02	182	10.7%	2.0%	0.5%	0.99	0.11	0.48	0	12.6	22.1%	2.7%	0.0%	0.82	0.45	7
139 km^2	3 95-03	3.0	5.8	0.01	291	9.6%	1.7%	0.4%	0.99	0.12	0.56	0	26.7	30.4%	2.8 %	0.0%	0.81	0.49	6
Vaubarlet	1 91-94	4.0	3.8	0.33	78	0.0%	1.3%	0.1%	1.00	0.10	0.42	0	11.8	24.2%	2.6%	0.0%	0.85	0.33	9
	2 94-98	2.8	3.1	0.29	101	0.1%	0.5%	0.1%	1.00	0.12	0.45	0	11.0	30.3%	2.7%	0.0%	0.82	0.31	10
228 km^2	3 98-03	3.0	3.9	0.03	104	5.1%	0.8%	0.3%	1.00	0.12	0.63	0	11.0	33.3%	2.6%	0.0%	0.82	0.28	10
Bas-en-B	1 77-85	41.3	52.2	3.08	3584	0.2%	1.3%	0.2%	0.98	0.10	0.41	0	15.1	37.0%	2.4%	0.0%	0.89	0.41	14
	2 86-94	36.3	46.8	1.82	988	0.7%	1.3%	0.3%	1.00	0.10	0.40	0	10.9	39.6%	2.5%	0.0%	0.86	0.32	21
3234 km^2	3 95-03	34.5	55.0	1.24	2078	1.1%	1.2%	0.3%	1.00	0.11	0.44	0	16.9	56.9%	2.5%	0.0%	0.87	0.35	15

TAB. B.2 – *Caractéristiques des périodes d'études.* « ect » *est l'écart-type de la variable.* « crue.k » *représente le pourcentage de débits dont la valeur est supérieure à k fois le débit moyen du bassin ;* « etiage » *le pourcetage de débits inférieurs à 0.1 fois le débit moyen ;* « cor.Q » *représente l'auto-corrélation des débits à 1 heure,* « cor.P » *l'auto-corrélation des pluies à 1 heure et* « cor.PQ » *la plus forte corrélation entre une pluie antérieure et le débit à l'instant* t_0*,* T_{opt} *représente le nombre d'heures séparant cette pluie de l'instant* t_0.

B.4 Les modèles de régression linéaire

B.4.1 Présentation

Les modèles stochastiques linéaires font partie des techniques de séries temporelles les plus couramment employées pour la modélisation des ressources en eau (Brath *et al.*, 2002). Les modèles de régression linéaire ne tiennent compte d'aucune représentation qu'elle soit physique ou conceptuelle ou même empirique du bassin versant. Ils mettent simplement en relation les données entre elles. Ces modèles, simples, correspondent la plupart du temps à la vérification minimale que font les prévisionnistes quand ils veulent savoir si les sorties d'un modèle (hydrologique ou hydraulique) sont cohérentes.

B.4.1.1 Définition

Les modèles de régression linéaire se présentent comme une combinaison linéaire des pluies et/ou des débits antérieurs (ARX : modèle auto-régressif avec des données exogènes, les pluies).

$$\hat{Q}_{t+l} = \sum_{i=0}^{q-1} \alpha_i Q_{t-i} + \sum_{i=0}^{p-1} \beta_i P_{t-i} + \gamma_0 \tag{B.1}$$

où :

- **l** est l'horizon de prévision
- **q** est l'ordre du modèle pour les termes auto-régressifs
- **p** est l'ordre du modèle pour les entrées
- Q_{t-i} est le débit observé à l'instant $t-i$
- P_{t-i} est la pluie mesurée sur l'intervalle de temps $[t-i-1; t-i]$
- α_k, β_k **et** γ_k sont des poids (ou paramètres)

Dans le cas où on suppose connaître parfaitement la pluie future – *i.e.* la pluie précipitée entre l'instant où est émise la prévision et la date qui est prévue –, alors l'équation EQ.B.1 devient :

$$\hat{Q}_{t+l} = \sum_{i=0}^{q-1} \alpha_i Q_{t-i} + \sum_{i=0}^{p-1} \beta_i P_{t+l-i} + \gamma_0 \tag{B.2}$$

B.4.1.2 Courte revue bibliographique

Les modèles linéaires, et plus généralement les modèles d'analyse de séries temporelles, ont initialement été développées en économie (à des fins de prévision et de contrôle) et en sciences de l'ingénieur (Box & Jenkins, 1976). Leurs champs d'application possibles sont très nombreux. Malgras & Debouzie (1997) ont montré que **ces modèles peuvent être utilisés avec intérêt en sciences de l'environnement** malgré des difficultés liées à la nature des données (problèmes de normalité, de stationnarité ou de longueur des séries) du moment que : (i) la variable à prévoir est assez fortement auto-corrélée (ce qui est en général le cas des données de débits (hors période de crue), même pour des bassins à réaction rapide); (ii) on dispose d'une série suffisamment longue (un minimum de 50 à 100 points est suggéré pour avoir 50% de chances d'identifier le processus à l'origine des données, ce qui est bien en dessous de la longueur classique des chroniques de débits). Cette étude ne considère que des séries stationnaires, la question se pose donc pour les séries pour lesquelles des changements de tendance sont clairement identifiés. Cette étude a également montré que l'asymétrie des erreurs (dans les données qui ont été générées comme les variables à reconstituer) ne semble pas poser de problème dans l'identification des modèles.

Pour la prévision des débits En ce qui concerne les applications en hydrologie, les modèles linéaires, en raison de leur simplicité, ont été utilisés par le passé notamment pour la prévision des débits. Nous avons réuni ici de manière non exhaustive, quelques études qui nous semblent particulièrement intéressantes. Lebel (1984) utilise des modèles linéaires pour la prévision des débits à un pas de temps (1 heure) pour le Gardon à Anduze (545 km^2). Le modèle choisi

est le suivant :

$$\hat{Q}_{t+1} = 1.33.Q_t - 0.62.Q_{t-1} + 0.19.Q_{t-2} + 0.54.P_{t-1} + 0.21.P_{t-2} - 0.06.P_{t-3}$$

C'est-à-dire que trois données de débits antérieures et trois données de précipitations antérieures (non prise en compte de la pluie observée à l'instant t où est émise la prévision) sont utilisées. Ce modèle a été choisi car fournissant les meilleurs résultats en calibration sur 10 épisodes parmi une gamme de modèles testés avec un nombre variable de données d'entrée. Lors de cette étude, il est apparu que le découpage de l'information pluviométrique en deux sous-entrées (spatialisation) n'apporte pas d'amélioration sur les performances. Un autre résultat de cette étude est que lorsque l'on passe d'un horizon de prévision de 1 heure à 3 heures, l'erreur quadratique moyenne double sur ce bassin.

Duband *et al.* (1988) décrit le système de prévision des crues utilisé alors, dans le département du Gard : il s'agit d'un modèle ARMAX du type $Q2 = f(P) + g(Q1)$ où Q1 et Q2 sont des débit en deux point d'un même cours d'eau et P est la pluie. Ce modèle fournit des performances intéressantes dans les zones aval, en particulier la Cèze et les Gardons, par contre, il ne fonctionne pas bien sur le Vidourle. L'anticipation obtenue est de 1 à 2 heures ce qui est jugé trop faible.

Jain & Indurthy (2003) utilisent, plus récemment, quatre modèles de régression linéaire pour simuler au pas de temps de 5 minutes, 4 épisodes de crues sur un bassin de 63 m^2. Le temps de concentration sur le bassin semble être de 40 minutes : ils utilisent les 8 derniers pas de temps de pluie (*i.e.* les dernières 40 minutes) et le dernier pas de temps de débit pour reconstituer le débit à t (5 minutes avant). Deux types de modèles de régression sont mis en œuvre : les modèles de régression multiple linéaires et non linéaires. Les modèles de régression non linéaires testés sont des modèles de régression polynomiale, c'est-à-dire qu'ils ont la même forme que le modèle de régression linéaire sauf que les variables explicatives sont exprimées en puissance (au carré, au cube, à une puissance qui varie selon la variable).

$$\begin{aligned}
R_t &= \beta_0 + \beta_1 P_t + \beta_2 P_{t-1} + \beta_3 P_{t-2} + \beta_4 P_{t-3} + \cdots + \beta_9 P_{t-8} + \beta_{10} R_{t-1} \\
R_t &= \beta_0 + \beta_1 P_t^2 + \beta_2 P_{t-1}^2 + \beta_3 P_{t-2}^2 + \beta_4 P_{t-3}^2 + \cdots + \beta_9 P_{t-8}^2 + \beta_{10} R_{t-1}^2 \\
R_t &= \beta_0 + \beta_1 P_t^3 + \beta_2 P_{t-1}^3 + \beta_3 P_{t-2}^3 + \beta_4 P_{t-3}^3 + \cdots + \beta_9 P_{t-8}^3 + \beta_{10} R_{t-1}^3 \\
R_t &= \beta_0 + \beta_1 P_t^2 + \cdots + \beta_4 P_{t-3}^2 + \beta_5 P_{t-4}^3 + \cdots + \beta_9 P_{t-8}^3 + \beta_{10} R_{t-1}^3
\end{aligned}$$

Ces modèles linéaire sont encore utilisés aujourd'hui pour la prévision des crues, par les services opérationnels : par exemple la plate-forme SOPHIE de modèles de prévision proposée aux services de prévision des crues (SPC), comprend un modèle linéaire.

D'autres applications utiles En dehors des applications pour la prévision des débits, les modèles linéaires peuvent également être utilisés pour d'autres types d'applications. Nous n'en citerons ici que quelques exemples. Toth *et al.* (1999) proposent d'utiliser les modèles auto-régressifs pour **mettre à jour les sorties de modèles conceptuels** (traitement des erreurs *cf.* B.2). Les modèles les plus performants identifiés dans cette étude sont des modèles simples du type AR(1) (modèle auto-régressif de premier ordre) ou ARMA(1,1) (modèle autorégressif de premier ordre avec moyenne mobile de premier ordre). Lors d'une comparaison de différents modèles de séries temporelles, Brath *et al.* (2002) testent pour **la prévision de pluies futures** (séries temporelles de pluies immédiates) et pour les modèles d'erreur des prévisions (séries temporelles d'erreurs de modélisation) différentes structures de modèles auto-régressifs : des ARIMA(p,d,q) [1] dont l'ordre p peut varier de 1 à 6, la moyenne mobile q de 0 à 6, l'ordre de différenciation d de 0 à 2. Il apparaît que plus l'ordre de différenciation est élevé plus les résultats se dégradent et que plus généralement, ce sont les modèles les plus parcimonieux qui donnent les meilleurs résultats. La configuration optimale pour la prévision des pluies semble être un ordre de 1, une moyenne de 0 et un ordre de différenciation de 0 (c'est à dire en fait un modèle AR(1)) ; et pour la prévision des erreurs de simulations, un ordre de 1, un ordre de moyenne mobile de 1 et un ordre de différenciation de 0 (c'est-à-dire un modèle ARMA(1,1)).

1. ARIMA(p,d,q) : modèle autorégressif, intégré, de moyenne mobile, ou modèle d'identification. L'ordre de différenciation d permet de prendre en compte le nombre de différences nécessaires à la stationnarité (Jonhston & DiNardo, 1999) , c'est-à-dire finalement de pouvoir simuler des séries temporelles non-stationnaires

Conclusions On retient de cette courte revue bibliographique que ces modèles sont utilisés depuis longtemps mais qu'ils continuent d'être utilisés et qu'en général, les modèles simples sont les plus performants.

B.4.2 Méthodologie

B.4.2.1 Calage des modèles linéaires

Les paramètres des modèles linéaires peuvent calculés sous forme matricielle. L'équation EQ.B.1 (page 419) peut être écrite sous la forme :

$$y_q = x.\theta + \varepsilon \tag{B.3}$$

où :

- y_q est le vecteur des débits observés (*resp. prévus*) en calage (*resp. en prévision*)
- x est une matrice des variables explicatives (pluies et débits antérieurs)
- θ est un vecteur de poids (*i.e.* les paramètres du modèle à caler)
- ε est l'écart entre les simulations $x.\theta$ et les observations y_q

Caler le modèle linéaire, revient à déterminer à partir des entrées x et des sorties y_q connues, le vecteur θ qui minimise les écarts ε. $\widehat{\theta}$ est le résultat qui minimise la somme des carrés des écarts (moindres carrés) :

$$\widehat{\theta} = [x^T.x]^{-1}.x^T.y_q \tag{B.4}$$

B.4.2.2 Mise en œuvre

Les modèles ont été mis en œuvre de la manière suivante. Pour chaque bassin versant, les données disponibles sont divisées en 4 sous-périodes d'égale longueur P_1, P_2, P_3 et P_4. Les caractéristiques des périodes sont décrites pour tous les bassins dans le tableau TAB.B.3 (page 422).

Pour chaque modèle, des séries de calages-contrôles (Split Sample Test) sont effectués. C'est-à-dire que le modèle est calé sur la période P_i et évalué sur la période P_j, fournissant un jeu de critères en calage P_{ii} et un jeu de critère en contrôle P_{ij} avec $j \neq i$.

a Caractéristiques des périodes choisies Pour rendre possible une interprétation des résultats, de la même façon qu'en B.2 page 418, nous avons cherché à caractériser les 4 périodes de calages-contrôles pour chacun des bassins (*cf.* TAB.B.3).

Attention : Étant données les longueurs différentes des séries disponibles pour chacun des bassins et le mode de définition des sous-périodes retenu, les 4 périodes définies ne recouvrent pas forcément les mêmes dates pour chacun des bassins.

b Évaluation des modèles Les modèles sont évalués à l'aide des critères :

- **NSE** : l'efficience de Nash & Sutcliffe (1970) qui dans le cas des modèles linéaires est par définition égale à ρ^2 le coefficient de détermination (Nash & Sutcliffe Efficiency)
- **MAE** : l'erreur moyenne absolue (notée MAE pour Mean Absolute Error)
- **PS(L)** : la persistance sur les débits à un intervalle de L heures
- **ND(L)** : la persistance sur les variations de débits à un intervalle de L heures.

b.1 Évaluation des calages Sauf indication contraire, les valeurs des critères présentées pour les calages sont les moyennes des performances obtenues pour les 4 calages sur des périodes différentes.

$$crit = \frac{crit(P_{11}) + crit(P_{22}) + crit(P_{33}) + crit(P_{44})}{4} \tag{B.5}$$

Bassin	Période	Caractéristiques des débits							Caractéristiques des pluies					Relation P-Q	
		moy	ect	min	max	étiage	crue.5	crue.10	cor.Q	moy	ect	min	max	P>0mm	P>1mm	P>10mm	cor.P	cor.PQ	T_{opt}
Cros 20 km^2	1 83-87	0.7	1.8	0.02	77	11.8 %	2.4 %	0.9 %	0.92	0.16	0.78	0	28.2	17.7 %	4.0%	0.09 %	0.81	0.59	1
	2 88-92	0.5	0.9	0.03	43	11.8 %	1.0 %	0.2 %	0.96	0.14	0.70	0	23.3	17.4 %	3.6 %	0.05 %	0.72	0.44	2
	3 93-97	0.9	2.5	0.06	89	0.1 %	5.0 %	1.3 %	0.93	0.21	1.03	0	36.2	23.9 %	5.0 %	0.21 %	0.79	0.61	2
	4 98-02	0.7	1.4	0.03	43	1.6 %	3.1 %	0.6 %	0.96	0.18	0.88	0	47.6	25.7 %	4.4 %	0.11 %	0.79	0.54	2
Rieu 62 km^2	1 83-87	2.8	6.8	0.00	273	19.0 %	2.8 %	1.0 %	0.96	0.17	0.84	0	34.7	18.7 %	4.2 %	0.08 %	0.81	0.59	2
	2 88-92	2.0	4.9	0.07	443	16.1 %	0.9 %	0.3 %	0.89	0.14	0.81	0	47.6	17.8 %	3.3 %	0.08 %	0.73	0.57	2
	3 93-97	3.5	9.4	0.10	335	8.2 %	3.6 %	1.3 %	0.97	0.23	1.07	0	36.9	28.4 %	5.2 %	0.24 %	0.82	0.65	3
	4 98-02	2.6	5.5	0.03	350	10.8 %	1.7 %	0.6 %	0.94	0.20	0.93	0	51.9	29.6 %	4.6 %	0.11 %	0.85	0.58	2
Goud 432 km^2	1 82-87	5.3	8.7	0.45	318	0.0 %	2.1 %	0.6 %	0.99	0.12	0.51	0	13.0	27.5 %	3.1 %	0.00 %	0.85	0.40	15
	2 87-92	3.6	4.9	0.86	198	0.0 %	0.5 %	0.1 %	0.99	0.12	0.55	0	23.1	29.7 %	3.0 %	0.00 %	0.79	0.38	7
	93-98 3	6.5	17.2	0.76	868	0.0 %	3.1 %	1.3 %	0.98	0.18	0.77	0	21.4	40.4 %	4.5 %	0.00 %	0.89	0.52	5
	4 98-03	4.7	13.3	0.44	568	0.0 %	1.3 %	0.6 %	0.98	0.14	0.60	0	20.8	39.3 %	3.5 %	0.00 %	0.88	0.44	5
Bess 51 km^2	1 90-93	0.9	1.1	0.11	31	0.6 %	0.7 %	0.0 %	1.00	0.10	0.47	0	15.4	25.3 %	2.4 %	0.00 %	0.76	0.29	5
	2 93-96	1.8	2.5	0.13	81	0.0 %	3.6 %	0.5 %	0.99	0.17	0.69	0	17.4	35.9 %	4.3 %	0.00 %	0.81	0.47	3
	3 97-00	1.3	1.4	0.01	46	0.7 %	1.0 %	0.2 %	0.99	0.13	0.54	0	22.2	40.3 %	3.2 %	0.00 %	0.73	0.35	4
	4 00-03	1.3	2.2	0.04	69	6.3 %	1.1 %	0.4 %	0.99	0.13	0.57	0	26.9	36.6 %	3.1 %	0.00 %	0.78	0.44	6
Coub 732 km^2	1 98-99	7.8	10.6	1.62	128	0.0 %	1.6 %	0.5 %	0.99	0.13	0.53	0	10.8	46.0 %	2.9 %	0.00 %	0.90	0.50	13
	2 99-00	9.7	8.2	1.76	95	0.0 %	1.4 %	0.1 %	0.99	0.14	0.55	0	12.8	47.2 %	3.4 %	0.00 %	0.88	0.38	12
	3 01-02	5.5	12.8	1.35	644	0.0 %	0.3 %	0.1 %	0.94	0.11	0.49	0	16.8	36.6 %	2.5 %	0.00 %	0.86	0.53	7
	4 02-03	9.3	25.7	1.65	513	0.0 %	2.2 %	1.0 %	0.99	0.14	0.54	0	8.7	36.0 %	3.2 %	0.00 %	0.88	0.57	11
Pand 107 km^2	1 98-99	1.4	2.7	0.05	80	12.4 %	1.5 %	0.5 %	0.99	0.12	0.51	0	16.8	32.8 %	2.8 %	0.00 %	0.78	0.41	1
	2 99-00	2.1	2.2	0.06	48	6.2 %	1.7 %	0.3 %	0.99	0.11	0.48	0	9.5	39.1 %	2.2 %	0.00 %	0.85	0.39	7
	3 01-02	1.3	2.5	0.10	100	4.5 %	0.9 %	0.2 %	0.97	0.11	0.47	0	14.6	31.2 %	2.5 %	0.00 %	0.81	0.48	4
	4 02-03	1.6	4.5	0.00	103	23.6 %	2.2 %	1.0 %	0.99	0.12	0.50	0	8.8	36.8 %	3.0 %	0.00 %	0.83	0.52	5
Espa 375 km^2	1 85-89	3.2	5.5	0.09	141	1.3 %	2.8 %	0.7 %	1.00	0.09	0.37	0	8.9	24.1 %	2.3 %	0.00 %	0.83	0.26	10
	2 89-94	2.7	3.5	0.13	74	0.5 %	1.3 %	0.2 %	1.00	0.09	0.38	0	14.5	27.9 %	2.1 %	0.00 %	0.80	0.17	13
	3 94-99	2.8	3.9	0.10	68	0.0 %	1.6 %	0.4 %	1.00	0.10	0.42	0	12.8	36.7 %	2.4 %	0.00 %	0.66	0.23	15
	4 99-03	2.9	4.7	0.18	185	0.4 %	1.3 %	0.4 %	0.99	0.10	0.44	0	12.6	35.8 %	2.3 %	0.00 %	0.70	0.30	14
Chad 1312 km^2	1 77-83	19.4	25.4	2.00	545	0.0 %	2.5 %	0.8 %	0.99	0.11	0.44	0	14.9	33.7 %	2.7 %	0.00 %	0.89	0.40	10
	2 83-90	12.5	17.9	2.67	719	0.0 %	1.0 %	0.3 %	1.00	0.10	0.40	0	10.3	31.8 %	2.4 %	0.00 %	0.85	0.34	11
	3 90-96	14.6	21.9	2.32	677	0.0 %	1.5 %	0.4 %	0.99	0.12	0.45	0	12.4	40.5 %	2.9 %	0.00 %	0.87	0.42	12
	4 98-03	12.6	29.1	0.72	1361	0.0 %	1.0 %	0.4 %	0.99	0.12	0.47	0	11.8	49.8 %	2.7 %	0.00 %	0.89	0.48	9
Cham 139 km^2	1 77-83	3.9	8.1	0.02	250	6.0 %	2.6 %	0.9 %	0.98	0.11	0.53	0	22.3	19.8 %	2.6 %	0.00 %	0.86	0.53	5
	2 83-90	2.8	4.2	0.05	129	15.2 %	1.5 %	0.3 %	0.99	0.10	0.45	0	13.3	19.1 %	2.4 %	0.00 %	0.82	0.36	8
	3 90-97	3.5	6.5	0.02	291	8.8 %	2.3 %	0.6 %	0.99	0.12	0.55	0	26.7	25.7 %	2.8 %	0.00 %	0.83	0.54	6
	4 97-03	2.7	5.0	0.01	197	11.2 %	1.3 %	0.3 %	0.99	0.12	0.54	0	16.9	30.6 %	2.7 %	0.00 %	0.80	0.46	7
Vaub 228 km^2	1 77-83	4.0	4.2	0.07	87	1.2 %	1.8 %	0.2 %	1.00	0.10	0.42	0	14.7	28.1 %	2.4 %	0.00 %	0.89	0.33	12
	2 83-90	3.0	3.8	0.12	63	5.0 %	1.2 %	0.2 %	1.00	0.09	0.37	0	10.1	22.5 %	2.2 %	0.00 %	0.86	0.21	17
	3 90-97	3.7	3.8	0.33	101	0.0 %	1.0 %	0.1 %	1.00	0.11	0.44	0	11.8	25.5 %	2.7 %	0.00 %	0.85	0.35	10
	4 97-03	2.7	3.4	0.03	104	3.5 %	0.6 %	0.2 %	1.00	0.12	0.57	0	11.0	32.4 %	2.6 %	0.00 %	0.82	0.26	10
Basb 3234 km^2	1 77-83	45.3	55.3	3.08	3584	0.2 %	1.5 %	0.3 %	0.98	0.11	0.42	0	15.1	38.5 %	2.5 %	0.00 %	0.89	0.44	14
	2 83-90	32.4	42.9	3.12	1072	0.7 %	1.1 %	0.2 %	1.00	0.09	0.37	0	9.7	36.4 %	2.2 %	0.00 %	0.86	0.28	21
	3 90-97	39.8	50.2	1.82	2078	0.4 %	1.4 %	0.2 %	0.99	0.11	0.43	0	10.9	44.4 %	2.6 %	0.00 %	0.88	0.37	18
	4 97-03	31.9	55.6	1.24	1696	1.5 %	1.2 %	0.3 %	1.00	0.11	0.44	0	16.9	58.8 %	2.4 %	0.00 %	0.86	0.34	17

TAB. B.3 – *Caractéristiques des périodes d'études.* « crue.k » *représente le pourcentage de débits dont la valeur est supérieure à k fois le débit moyen du bassin ; cor.Q représente l'auto-corrélation des débits à 1 heure, cor.P l'auto-corrélation des pluies à 1 heure et cor.PQ.max la plus forte corrélation entre une pluie antérieure et le débit à l'instant t_0, T_{opt} représente le nombre d'haures séparant cette pluie de l'instant t_0.*

où : i désigne la période de calage
j désigne la période de contrôle
Pij désigne la simulation sur la période j avec des paramètres calés sur la période i.

b.2 Évaluation des contrôles Sauf indication contraire, les valeurs des critères qui sont présentées pour les contrôles sont calculées de la manière suivante : pour chaque calage sur une période P_i, on fait la moyenne des critères en contrôles sur les P_{ij} avec $j \neq i$. La moyenne des critères en contrôle correspondant à chacun des calages est ensuite réalisée et c'est le résultats qui est présenté.

$$crit = \frac{1}{4}\sum_{i=1}^{4} \frac{\sum_{\substack{j=1,\ldots,4 \\ j\neq i}} crit(P_{ij})}{4} \tag{B.6}$$

B.4.3 Résultats

B.4.3.1 La sélection des modèles

a Démarche de tests empiriques Etant donnée la définition des modèles de régression linéaire, chaque jeu de données d'entrée (type et nombre de variables explicatives) sélectionné conduit à un modèle différent. Les caractéristiques communes sont dans le cas de modèles pluie-débit de s'appuyer soit sur des entrées de pluie, soit sur des entrées de débits, soit sur les deux à la fois. Même si le bon sens – ainsi que la connaissance *a priori*du fonctionnement des bassins – permet d'avoir une idée des données à utiliser en entrée des modèles linéaires (les débits antérieurs les plus proches, les pluies antérieures jusqu'à une certaine fraction du temps de concentration du bassin), il est intéressant de vérifier de quel type d'information le modèle se sert.

Pour chacun des bassins, un temps caractéristique T est défini. Il correspond à peu près au deux-tiers du temps de concentration. La borne supérieure des intervalles de temps caractéristiques a été conservée pour la définition des modèles testés : $T = max(\Delta t)$.

Bassin	Cros	Bess	Rieu	Pand	Cham	Vaub	Espa	Goud	Coub	Chad	Basb
Δ t (heures)	1-2	2-3	2-3	2-4	4-6	4-6	5-9	3-5	6-8	7-9	11-13

TAB. B.4 – *Temps caractéristiques des bassins.*

Nous avons testé empiriquement [1] quelles étaient les entrées pertinentes pour bien prévoir les débits. A partir d'un modèle intuitif, nous avons fait varier le nombre et la nature (pluies et débits) des variables explicatives. Les modèles testés pour l'identification empirique des modèles sont présentés dans le tableau TAB.B.5 page 424. Les valeurs ont été choisies de manière à pouvoir être cohérentes avec les auto-corrélations des données et – ce que l'on pense être – des processus sur les bassins.

Les critères PSi et NDi ont été évalués pour ce choix des modèles, à 1 pas de temps, ce qui correspond à une utilisation relativement classique des modèles de régression linéaire en modélisation pluie-débit.

b Résultats Ainsi 6×12 tests ont été réalisés, pour chacun des 11 bassins. Un premier examen des résultats a été réalisé. Dans un premier temps, nous avons cherché à comprendre pour chaque bassin comment évoluent les performances en fonction du nombre d'entrées, de leur nature et du nombre total de paramètres. Le tableau TAB. B.6 permet de visualiser certain de ces résultats sur trois des bassins d'étude.

A partir de l'analyse préalable de ces quelques résultats, les éléments suivants apparaissent :

– Utiliser uniquement des données de pluie en entrée (tests a5) ne permet pas d'obtenir de résultats raisonnables – comparaison avec les autres solutions adoptées (a1 à a4) – sauf à Rieutord selon le critère ND1, c'est-à-dire pour

1. Les techniques classiques d'identification des modèles repose sur le calcul d'autocorrélations et d'autocorrélations partielles (Box & Jenkins, 1976). Les auto-corrélations des débits ont été tracés et la corrélation entre les pluies et les débits ont été calculées et sont partiellement présentées dans les dernières colonnes du tableau TAB.B.3 page 422

N° du test	Echéance de prévision (h)	Débits début	Débits fin	Pluies début	Pluies fin	Description
a1	1 h	t_0-1	t_0-1			Prévision à 1h avec :
		t_0-1	...	t_0	$t_0 - T$	1à 12 heures de débits antérieurs
		t_0-1	t_0-12			T heures de pluies antérieures
a2	1 h	t_0-1	t_0-1			Prévision à 1h avec :
		t_0-1	...	t_0	t_0-$\frac{T}{2}$	1 à 12 heures de débits antérieurs
		t_0-1	t_0-12			et $T/2$ heures de pluies antérieures
a3	1 h	t_0-1	t_0-1			Prévision à 1h avec :
		t_0-1	...	t_0	t_0-$\frac{T}{3}$	1 à 12 heures de débits antérieurs
		t_0-1	t_0-12			$T/3$ heures de pluies antérieures
a4	1 h	t_0-1	t_0-1			Prévision à 1h avec :
		t_0-1	...	–	–	1 à 12 heures de débits antérieurs
		t_0-1	t_0-12			sans pluies antérieures
a5	1 h			t_0	$t_0 - 1$	Prévision à 1h avec :
		–	–	t_0	...	sans débits antérieurs
				t_0	t_0-12	1 à 12 heures de pluies antérieures

TAB. B.5 – *Présentation des modèles linéaires testés pour le choix d'un modèle linéaire par bassin. Ces tests sont réalisés sur 3 bassins.*

Rieutord	a1 cal	a1 val	a2 cal	a2 val	a3 cal	a3 val	a4 cal	a4 val	a5 cal	a5 val
NSE	0.917	0.908	0.915	0.910	0.914	0.910	0.897	0.892	0.412	0.408
MAE	0.330	0.354	0.339	0.353	0.345	0.361	0.204	0.217	2.519	2.250
PS1	0.294	0.189	0.277	0.199	0.270	0.201	0.121	0.050	-6.076	-6.709
ND1	-0.414	-0.586	-0.464	-0.606	-0.447	-0.570	0.760	-0.900	-0.057	-0.057

Besseyre	a1 cal	a1 val	a2 cal	a2 val	a3 cal	a3 val	a4 cal	a4 val	a5 cal	a5 val
NSE	0.986	0.982	0.986	0.982	0.986	0.982	0.985	0.982	0.226	0.225
MAE	0.036	0.037	0.036	0.037	0.035	0.035	0.025	0.025	1.183	1.192
PS1	0.437	0.226	0.433	0.246	0.432	0.239	0.400	0.263	-65.60	-72.68
ND1	-0.121	-0.468	-0.136	-0.413	-0.144	-0.484	-0.199	-0.477	-1.282	-2.770

Bas-en-B.	a1 cal	a1 val	a2 cal	a2 val	a3 cal	a3 val	a4 cal	a4 val	a5 cal	a5 val
NSE	0.993	0.992	0.993	0.992	0.993	0.992	0.993	0.992	0.049	0.049
MAE	0.677	0.658	0.722	0.705	0.653	0.632	0.586	0.562	35.288	35.240
PS1	0.583	0.512	0.597	0.490	0.590	0.516	0.581	0.514	-203.20	-204.95
ND1	0.277	0.082	0.236	0.043	0.219	0.072	0.205	0.068	-5.309	-3.391

TAB. B.6 – *Exemples de résultats de la comparaison de différents modèles linéaires à Rieutord (4 données de débits antérieurs (a1 à a4) et 4 données de pluies antérieures (a5)), à Besseyre (7 données de débits antérieurs (a1 à a4) et 6 données de pluies antérieures (a5)), et à Bas-en-Basset (3 données de débits antérieurs (a1 à a4) et 6 données de pluies antérieures (a5)).*

la prévision des variations de débits. Ces mauvais résultats peuvent s'expliquer en partie par la non linéarité de la transformation pluie-débit, alors que le critère sur les variations de débit ND1 (qui reste cependant négatif) à Rieutord peut probablement s'expliquer par le fait que sur ce petit bassin non influencé, prendre en compte l'information pluviométrique permet d'expliquer une partie des variations de débits, et cette information est masquée par l'auto-corrélation des débits dès que l'on prend une donnée de débit en compte. Les résultats en calage et en contrôle ont les mêmes ordres de grandeurs (avec des résultats en contrôle très légèrement pire que ceux en calage).

– Ne pas utiliser de données de pluie (test a4) semble dégrader tous les résultats **en calage** (sauf l'erreur moyenne absolue MAE) par rapport aux solutions utilisant des données de pluie et des données de débits (tests a1 à a3). Ceci peut être facilement expliqué par le fait que lorsqu'on n'utilise pas les pluies en entrées, le modèle comporte un moins grand nombre de paramètres libres. En **contrôle**, les résultats sont variables d'un bassin à

l'autre et d'un critère à l'autre : à Rieutord, seule l'erreur moyenne absolue MAE s'améliore alors que les autres critères se dégradent ; à Besseyre, les résultats sont soient équivalents (NSE, ND1), soit légèrement meilleurs [1] (MAE, PS1) ; à Bas-en-Basset, également, les résultats sont équivalents (MAE est meilleur sans prise en compte des pluies antérieures).

– Lorsque l'on fait varier le nombre de données de pluies en entrée et que l'on garde un nombre d'entrées de débits constant (tests a1 à a4), les performances sur NSE et sur PS1 en **calage** décroissent en général avec le nombre d'entrées et donc de paramètres libres. Les autres critères suivent des évolutions souvent monotones également (MAE décroît (donc s'améliore) quand on diminue le nombre d'entrées de pluie en calage à Besseyre et à Bas ; et ND1 diminue (donc se dégrade) également à Besseyre). Mais cette monotonie n'est pas respectée partout : à Rieutord, quand le nombre d'entrées de pluie diminue, MAE augmente sauf quand on ne prend plus d'entrée de pluie du tout et alors sa valeur baisse ; et ND1 a une évolution très variable pour Rieutord et Bas-en-Basset. En **contrôle**, les critères NSE sont soit équivalents d'une solution à l'autre, soit légèrement meilleurs pour une utilisation de quelques pas de temps de pluies antérieures (Rieutord, cas a2 et a3). Les autres critères oscillent selon les solutions.

Au sortir de cette analyse préalable sur quelques cas tests, peu de conclusions peuvent être déduites. Le seul élément un peu certain est qu'il est indispensable d'utiliser des données de débits antérieures et que l'utilisation de données de pluie antérieures ne semble pas dégrader de manière notable les résultats, voire permet parfois de les améliorer, selon les critères et les bassins. Pour compléter cette analyse, nous avons donc tracé les résultats correspondant à ces différents tests (FIG.B.1 et B.2). Les évolutions des différents critères ont été tracées en fonction du nombre de données de débits en entrée (en abscisse) et du nombre de données de pluies prises en compte (code de couleurs et symboles).

A l'aide de ces graphiques, des résultats un peu plus clairs peuvent être dégagés :

– Les critères **NSE** et **PS1** suivent logiquement (étant donnée leur formulation) la même évolution : une valeur maximale pour un certain nombre de données de débits [2]
  – 1 à Cros de Géorand
  – 2 à Rieutord, Pandraux, Espaly, Goudet, Chadrac et Chambon sur Lignon,
  – 3 à Bas-en-Basset et Vaubarlet
  – 4 à Coubon
  – 7 à Besseyre

  puis une décroissance quand le nombre de données de débits augmentent. Sur plusieurs bassins (Cros, Chambon, Chadrac, Bas en Basset), les solutions comportant quelques données de pluies antérieures sont les meilleures, tandis que sur plusieurs autres bassins (Pandraux, Coubon, Besseyre, Goudet), c'est la solution ne prenant pas en compte les pluies antérieures qui fournit les meilleurs résultats ; enfin pour plusieurs bassins (Rieutord, Vaubarlet, Espaly), il est difficile de dégager des résultats à partir de ces deux critères concernant les données de pluies.
– Quel que soit le nombre de données de pluies en entrée, le critère **ND1** décroît quand on augmente le nombre de données de débit en entrée. Toujours du point de vue de ce critère, sur plusieurs bassins il semble qu'une utilisation de quelques pas de temps de pluies (T/2 ou T/3) fournit de meilleurs résultats que pas de données de pluie ou T données de pluies. C'est notamment le cas sur ces figures pour Cros de Géorand, Chambon sur Lignon, Pandraux et Bas-en-Basset. A Coubon, la meilleure solution est celle utilisant le plus de données de pluie, la pire celle n'en utilisant pas. A Rieutord la moins bonne solution est celle utilisant T données de pluies.
– La valeur de l'erreur moyenne absolue **MAE** varie peu avec le nombre de données de débits en entrée (elle varie davantage sur les bassins ayant les plus forts débits moyens). Moins les solutions testées prennent en compte les pluies antérieures et meilleur est ce critère d'erreur moyenne absolue : elle prend des valeurs minimales pour les solutions basées uniquement sur les débits (bleu, pas de symbole)

1. Étant données les formulations des critères NSE et PS1, ils suivent les mêmes tendances en théorie : il est donc possible de noter sur cet exemple que le critère PS1 permet une sensibilité plus importante à la qualité des résultats

2. Cette valeur semble étrangement ne pas avoir de lien avec les temps caractéristiques identifiés par ailleurs

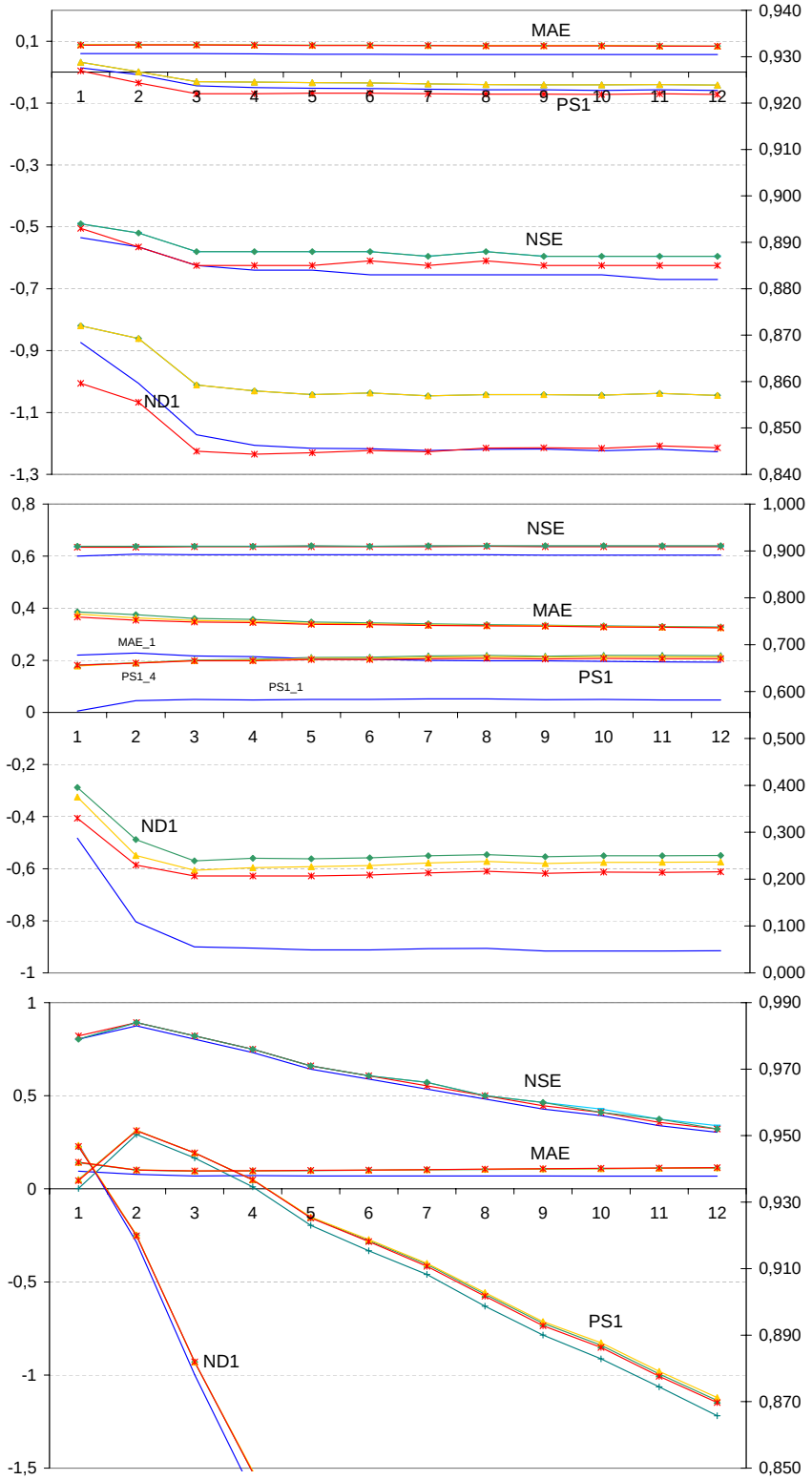


FIG. B.1 – *Choix des données des modèles linéaires (1) : valeurs des fonctions critères en contrôle quand on fait varier le nombre de données antérieures de débits. Les NSE sont représentés sur l'échelle de droite. (haut : **Cros de Géorand** ; milieu : **Rieutord** ; bas : **Chambon sur Lignon**). Les différents traits représentent les choix qui ont été réalisés pour les données de pluie : pas de données de pluie (bleu, pas de symbole) ; T/3 données de pluies (vert, triangle) ; T/2 données de pluies (orange, triangle plus clair) ; T données de pluies (rouge, étoile), où T est le temps caractéristique du bassin défini précédemment.*

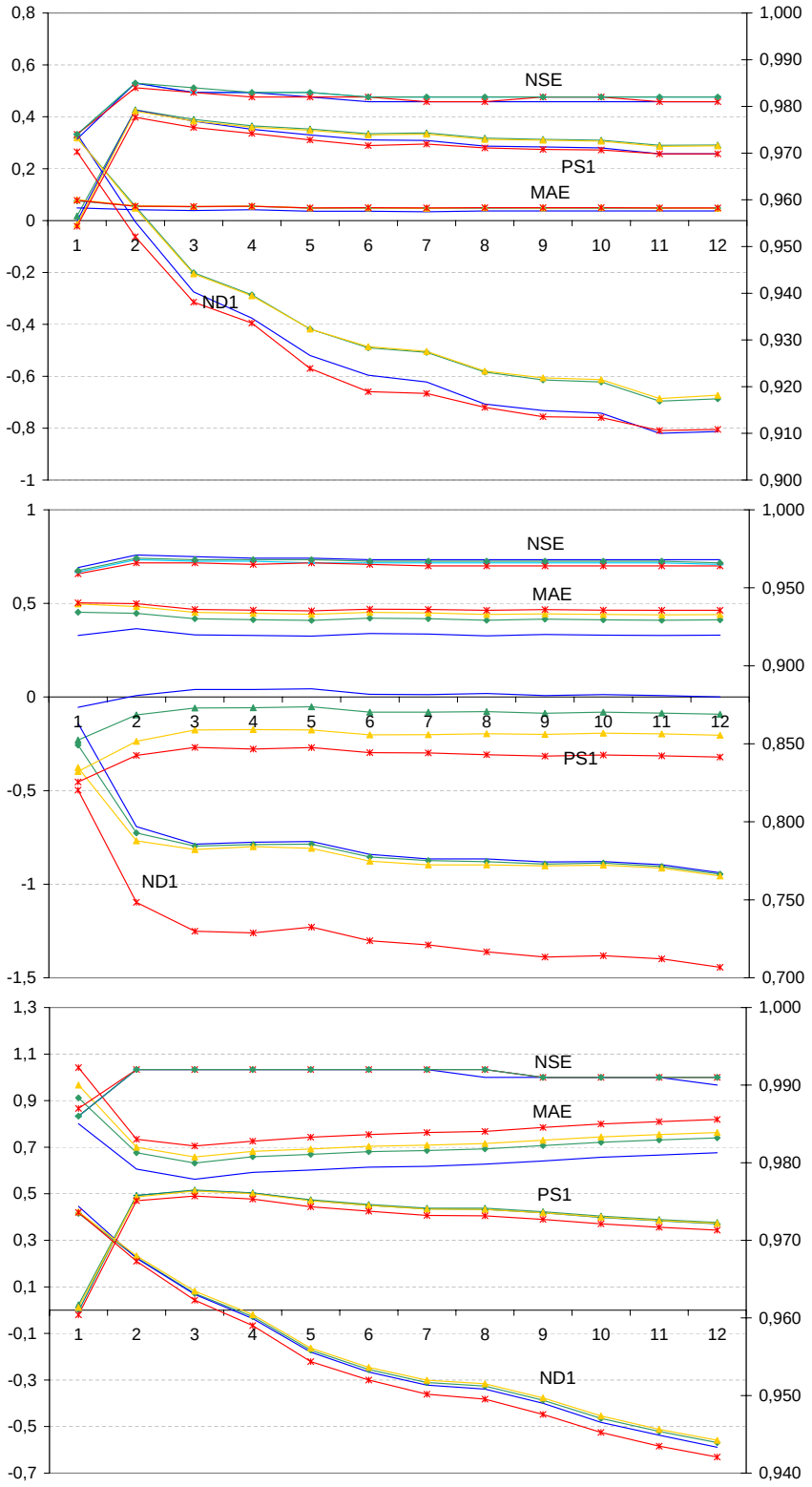


FIG. B.2 – *Choix des données des modèles linéaires (2) : valeurs des fonctions critères en contrôle quand on fait varier le nombre de données antérieures de débits. Les NSE sont représentés sur l'échelle de droite. (haut : **Pandraux** ; milieu : **Coubon** ; bas : **Bas-en-Basset**). Les différents traits représentent les choix qui ont été réalisés pour les données de pluie : pas de données de pluie (bleu, pas de symbole) ; T/3 données de pluies (vert, triangle) ; T/2 données de pluies (orange, triangle plus clair) ; T données de pluies (rouge, étoile), où T est le temps caractéristique du bassin défini précédemment.*

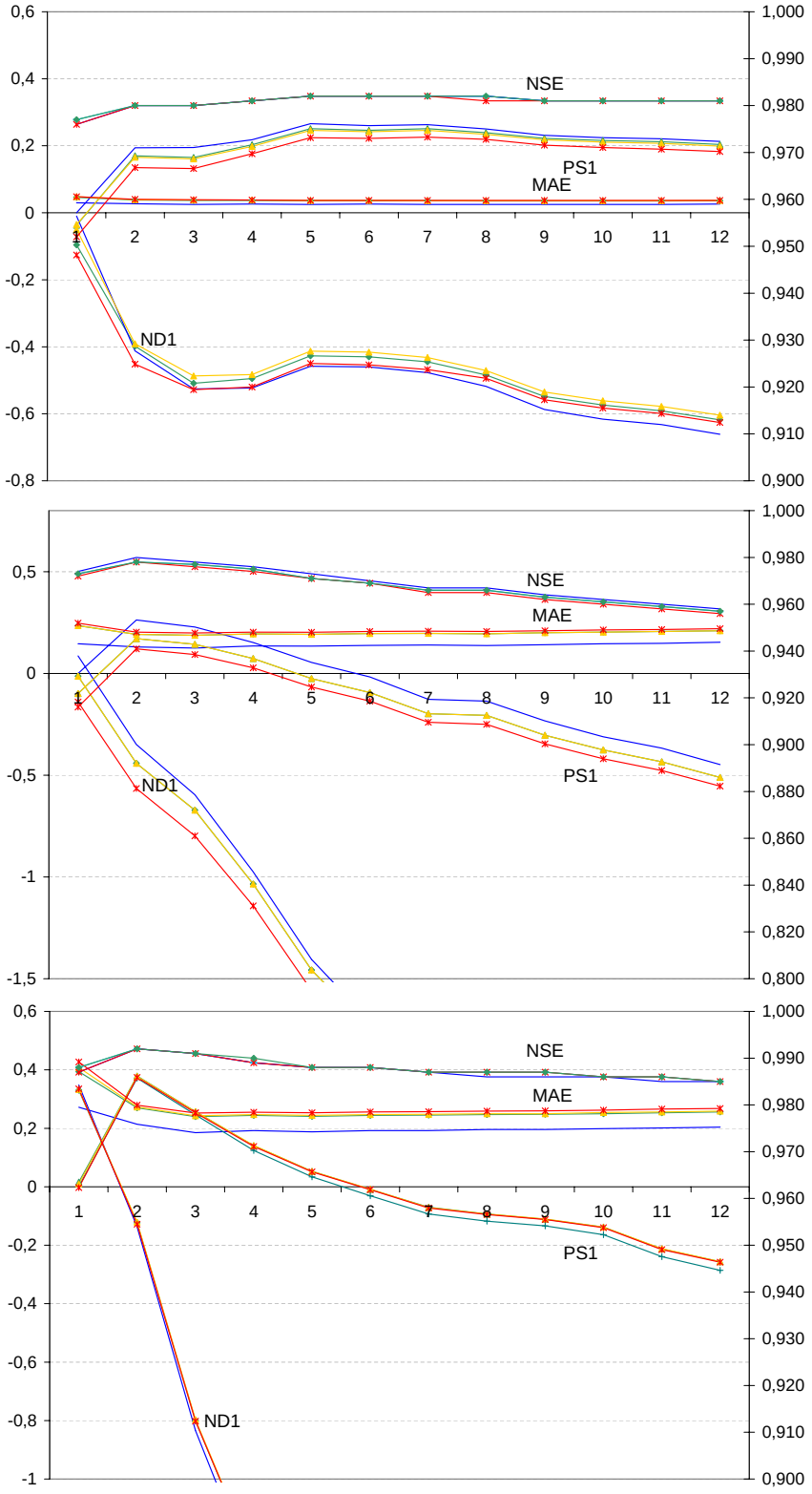


FIG. B.3 – *Choix des données des modèles linéaires (2) : valeurs des fonctions critères en contrôle quand on fait varier le nombre de données antérieures de débits. Les NSE sont représentés sur l'échelle de droite. (haut : **Besseyre** ; milieu : **Goudet** ; bas : **Chadrac**). Les différents traits représentent les choix qui ont été réalisés pour les données de pluie : pas de données de pluie (bleu, pas de symbole) ; T/3 données de pluies (vert, triangle) ; T/2 données de pluies (orange, triangle plus clair) ; T données de pluies (rouge, étoile), où T est le temps caractéristique du bassin défini précédemment.*

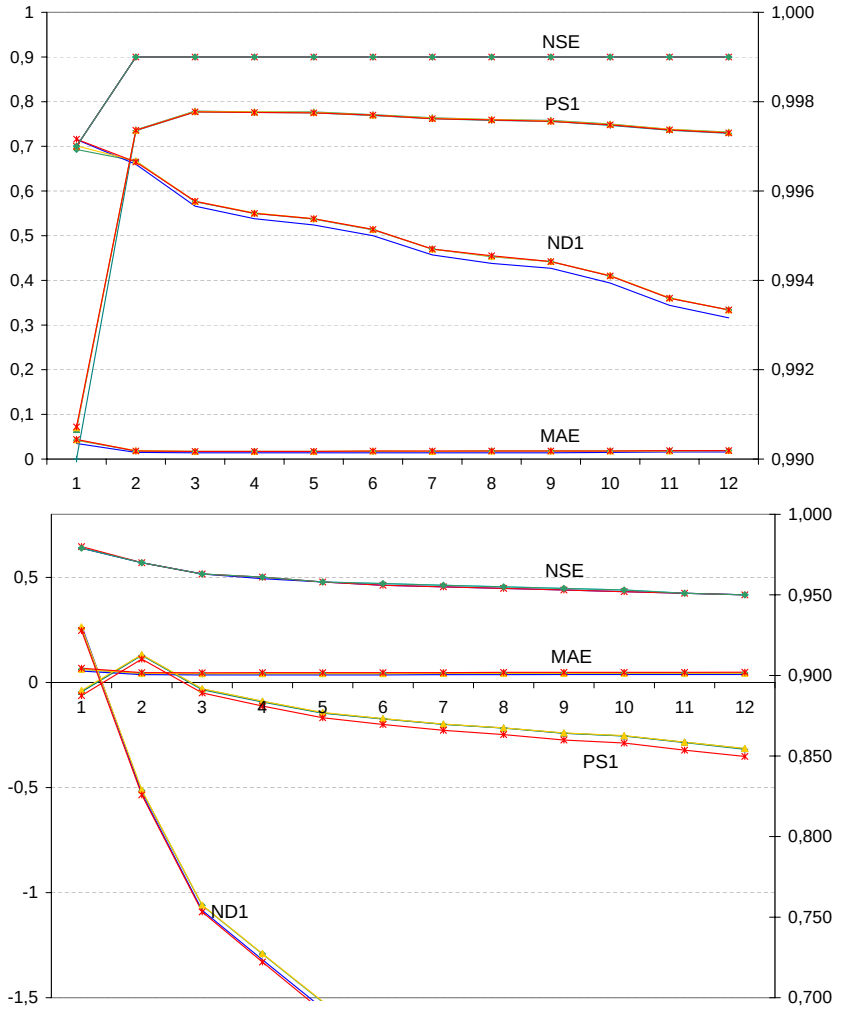


FIG. B.4 – *Choix des données des modèles linéaires (2) : valeurs des fonctions critères en contrôle quand on fait varier le nombre de données antérieures de débits. Les NSE sont représentés sur l'échelle de droite. (haut :* ***Vaubarlet*** *; bas :* ***Espaly****). Les différents traits représentent les choix qui ont été réalisés pour les données de pluie : pas de données de pluie (bleu, pas de symbole) ; T/3 données de pluies (vert, triangle) ; T/2 données de pluies (orange, triangle plus clair) ; T données de pluies (rouge, étoile), où T est le temps caractéristique du bassin défini précédemment.*

Comme compromis entre les résultats obtenus du point de vue des différents critères (maximum des NSE et PS1 entre 1 et 7 données de débits et meilleures valeurs des ND1 pour 1 seule donnée de débit) et une idée *a priori*de ce que l'on devrait fournir au modèle (donner plusieurs données de débit, lui permet d'avoir une information implicite sur les variations de débits), nous avons décidé de ne prendre en compte que deux données de débits antérieures.

Concernant les pluies à utiliser en entrée, comme nous venons de le voir, les résultats sont souvent contradictoires selon les bassins et selon les critères. Une synthèse a été réalisée dans le tableau TAB.B.7.

Pour conserver une méthodologie unique sur l'ensemble des bassins, nous avons choisi la méthode donnant de meilleurs résultats sur le plus grand nombre de bassins et ne donnant jamais le pire résultat, c'est-à-dire, prendre en entrée une fraction du temps caractéristique du bassin en données de pluies antérieures.

c Synthèse Ainsi, nous avons, à l'aide de tests empiriques, tenté d'estimer quelles sont les meilleures entrées pour un modèle linéaire pluie-débit. Une analyse sur quelques critères numériques nous a permis de voir que la solution *« ne prendre en compte que les données de pluie »* n'est pas adéquate, alors qu'une fois que l'on prend en compte des données de débits, l'intérêt des données de pluie semble limité.

Critère	a1-(a2,a3)-a4	(a2,a3)-a1-a4	(a2,a3)-a4-a1	a4-(a2,a3)-a1
NSE & PS1	Chad	Cros, Cham, Basb, Espa, Rieu, Vaub	Pand	Coub, Bess, Goud
ND1	Chad, Vaub*	Rieu, Cham, Bess, Vaub*, Pand*	Cros, Basb, Pand*, Espa	Coub, Goud
MAE				tous

TAB. B.7 – *Synthèse des résultats (en contrôle) pour le choix des entrées de pluies des modèles linéaires. Pour les bassins notés *, les résultats sont si proches qu'ils ont été placés dans les deux catégories correspondants (les cas a2 et a3 ont été mis ensemble à la fois afin de faciliter le classement mais également parce que les temps caractéristiques pouvant varier pour un même bassin entre différentes valeurs, séparer le tiers et la moitié de ces temps n'a pas toujours de sens.*

Une analyse graphique sur l'ensemble des cas (a1 à a4) a permis de confirmer que selon les bassins et selon les critères, la prise en compte de données de pluie ne se traduit pas forcément par une amélioration des performances, les résultats restant cependant assez souvent très proches, et la solution consistant à prendre les données de pluies antérieures sur une fraction du temps caractéristique du bassin semble assez robuste. Cette analyse graphique a, par contre, permis de montrer qu'un faible nombre de données de débits en entrée (2 par exemple) permettait souvent d'obtenir de bons résultats. Ceci est un peu étonnant car on aurait pu penser qu'un information sur les deux variations de débits précédentes (donc 3 données de débit) aurait pu permettre d'améliorer les performances.

L'idée est de permettre aux modèles d'utiliser des données (et donc de les leur fournir) mais on ne veut pas non plus les surparamétrer en augmentant de manière inconsidérée le nombre des données d'entrée. Nous avons donc choisi d'utiliser des modèles linéaires prenant en compte 2 données de débits antérieures et les données de pluies antérieures sur le tiers du temps caractéristique du bassin plus deux heures (pour être entre le tiers et la moitié (voire un peu plus sur les petits bassins) et en même assurer un certain nombre de pluies antérieures en entrée.

B.4.3.2 Évaluation sur l'ensemble des bassins

a Les modèles utilisés pour l'évaluation des modèles linéaires Les résultats issus de l'identification des modèles nous ont permis de choisir des modèles linéaires pertinents. Les modèles présentés dans le tableau TAB.B.8 sont ensuite évalués sur l'ensemble des bassins. Afin de toujours conserver le même nombre de paramètres, le nombre d'entrées est ajusté dans le cas de la prévision des débits sans prévision de pluie et dans le cas de la prévision des débits à deux heures.

N°	Echéance de prévision (h)	Débits début	Débits fin	Pluies début	Pluies fin	Description
b1	1 h	t_0-1	t_0-2	t_0	$t_0-T/3-2$	prévision à 1 h avec prévision de pluie parfaite
b2	1 h	t_0-1	t_0-2	t_0-1	$t_0-T/3-3$	prévision à 1 h sans prévision de pluie
b3	2 h	t_0-2	t_0-3	t_0	$t_0-T/3-2$	prévision à 2 h avec prévsion de pluie parfaite
b4	2 h	t_0-2	t_0-3	t_0-2	$t_0-T/3-4$	prévision à 2 h sans prévision de pluie

TAB. B.8 – *Présentation des modèles linéaires évalués sur l'ensemble des bassins*

b Résultats moyens Les résultats par bassin sont présentés dans les tableaux TAB.B.11 à TAB.B.14. Les moyennes sur l'ensemble des bassins ont été calculées et sont présentées dans le tableau TAB.B.9. Ces résultats moyens permettent de mieux voir l'évolution des performances en fonction des différents types de situations, même si le fait de les moyenner leur ôte leur signification initiale : NSE, PSi et NDi dépendent en partie du coefficient de variation des bassins, RMSE, MAE et BIAIS dépendent entre autres des valeurs des débits (ils sont logiquement plus élevés à Bas-en-Basset qu'à Besseyre).

b.1 Commentaires du point de vue du critère NSE de Nash & Sutcliffe (1970) : les performances moyennes obtenues en contrôle sont relativement hautes par rapport à ce qu'on attend (et ce que l'on obtient) pour un modèle conceptuel utilisé sans mise à jour : 0.96 pour une prévision à un pas de temps, 0.91 pour une prévision à deux pas de temps. La dégradation des performances du point de vue du NSE lors du passage du calage au contrôle est

Test	Description		NSE	RMSE	MAE	BIAIS	PSi	NDi
b1	1h avec pluie future	cal	0.974	1.143	0.192	-0.046	0.476	-0.035
		val	0.965	1.398	0.206	-0.050	0.186	-0.786
b2	1h sans pluie future	cal	0.972	1.154	0.185	-0.050	0.462	-0.060
		val	0.963	1.410	0.200	-0.053	0.176	-0.845
b3	2h avec pluie future	cal	0.936	2.158	0.415	-0.112	0.406	-0.205
		val	0.914	2.622	0.441	-0.119	0.039	-0.743
b4	2h sans pluie future	cal	0.934	2.157	0.425	-0.118	0.396	-0.211
		val	0.913	2.641	0.453	-0.127	0.012	-0.781

TAB. B.9 – *Synthèse des évaluations.*

relativement réduite, et est plus sensible pour les prévisions à deux heures que pour celles à une heure. L'augmentation de la durée de l'horizon de prévision se traduit par une dégradation des critères NSE d'environ 4 à 5 points (-0.05).

b.2 Commentaires du point de vue des critères RMSE, MAE & BIAIS : Les RMSE suivent exactement les mêmes variations que les NSE, c'est également le cas des BIAIS. Les BIAIS montrent que les modèles linéaires ont tendance à sous-estimer les débits et que cela est d'autant plus vrai lorsqu'on n'a pas de prévision de pluies futures ou lorsque l'on augmente l'horizon de prévision. L'erreur moyenne absolue MAE se dégrade elle aussi quand on passe d'un horizon de prévision de une heure à deux heures. Par contre, il est intéressant de noter que dans le cas des prévisions à une heure, elle est inférieure lorsque l'on ne prend pas en compte les pluies futures.

b.3 Commentaires du point de vue des critères PSi : Les persistances moyennes PSi [1] obtenues sont positives. Ceci montre l'intérêt d'un modèle linéaire par rapport une référence encore plus « naïve », le modèle de persistance. Il est par contre intéressant de noter que lorsque l'on augmente l'échéance de prévision, alors que par sa formulation même, le critère de persistance a tendance à s'améliorer (le dénominateur croît en général plus vite que le numérateur), ce n'est pas le cas ici : ceci pourra être examiné plus en détail bassin par bassin.

b.4 Commentaires du point de vue des critères NDi : Les persistances sur les variations de débits NDi sont toutes négatives. Ceci se traduit par l'interprétation suivante : si l'on cherche à prévoir les variations de débits et non plus les débits, il vaut mieux utiliser la persistance des variations de débits (la variation de débit future est la même que la dernière variation de débit observée) plutôt que les sorties du modèle linéaire. Il est intéressant de noter que l'effet qui avait été décrit pour la persistance sur les débits PSi (*i.e.* l'amélioration des performance du point de vue de ce critère lorsque les échéances de prévision augmente), est observé pour les résultats sur les NDi – tout au moins en contrôle.

c Résultats par bassin Les résultats par bassin sont la plupart du temps cohérents avec les interprétations réalisées à partir des valeurs moyennes des critères.

Les bassins ont été classés selon leur performance en calage pour les différents tests et selon deux critère NSE et NDi dans le tableau TAB.B.10. Les NSE les plus faibles sont obtenus pour les bassins les plus petits, plus variables et plus rapides (Cros, Rieu). Des NSE plus élevés apparaissent pour les bassins les plus grands, moins rapides, moins variables [2]. De manière assez surprenante, le bassin de la Borne à Espaly apparaît parmi les bassins aux performances modestes. Dans ce cas, cela ne peut être expliqué par la rapidité du bassin : comme pour le modèle linéaire, NSE est égal au coefficient de détermination, il se peut que quelques valeurs très fortes mal simulées aient emporté les résultats. Du point de vue des ND, il est difficile d'expliquer les classement obtenus.

1. On a noté PSi – et plus loin, NDi car dans le cas d'une prévision à 2 heures (b3 et b4), ce sont la persistance sur les débits et sur les variations de débits à 2 heures qui ont été calculées (PS2 et ND2)

2. au nombre desquels le bassin de la Dunière à Vaubarlet est compté : sa superficie n'est pas très élevée, mais les débits y sont peu variables, d'autant plus qu'une part importante des données était initialement des données journalières qui ont été désagrégées

NSE b1	NSE b2	NSE b3	NSE b4	PS1 b1	PS1 b2	PS2 b3	PS2 b4	ND1 b1	ND1 b2	ND2 b3	ND2 b4
Cros	Cros	Cros	Cros	Coub	Coub	Espa	Coub	Chad	Chad	Espa	Espa
Rieu	Rieu	Rieu	Rieu	Cros	Cros	Coub	Espa	Espa	Cham	Bess	Bess
Espa	Espa	Coub	Coub	Cham	Cham	Pand	Pand	Cham	Espa	Chad	Coub
Coub	Coub	Espa	Espa	Chad	Chad	Chad	Chad	Cros	Cros	Cham	Chad
Goud	Goud	Goud	Goud	Goud	Rieu	Cham	Bess	Goud	Goud	Coub	Cham
Cham	Cham	Cham	Bess	Espa	Goud	Bess	Cham	Coub	Coub	Goud	Goud
Bess	Bess	Bess	Cham	Bess	Espa	Goud	Goud	Rieu	Rieu	Cros	Cros
Pand	Pand	Pand	Pand	Rieu	Bess	Cros	Cros	Bess	Bess	Pand	Pand
Chad	Chad	Chad	Chad	Pand	Pand	Basb	Basb	Basb	Pand	Rieu	Rieu
Basb	Basb	Basb	Basb	Basb	Basb	Rieu	Rieu	Pand	Basb	Basb	Basb
Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub	Vaub

TAB. B.10 – *Classement des bassins : en haut, bassins pour lesquels les critères sont les plus faibles ; en bas, les plus élevés.*

Lors de l'analyse sur les valeurs moyennes, il a été vu que l'erreur moyenne absolue MAE était inférieure (c'est-à-dire que les modélisations sont meilleures) dans le cas de la prévision à une heure lorsqu'on ne prend pas en compte de scénario de pluies futures. Si on analyse cela bassin par bassin, il apparaît que c'est le cas pour tous les bassins exceptés Espaly, Vaubarlet et Bas-en-Basset. Nous n'avons pas d'explication mais nous pouvons préciser que la caractéristique de ces bassins est soit un temps caractéristique assez long (c'est le cas pour Bas-en-Basset), soit un temps caractéristique plus court mais une quantité importante de données journalières désagrégées au pas de temps journalier et une moins bonne couverture pluviographique (Espaly et Vaubarlet).

Bassin		NSE	RMSE	MAE	BIAIS	PS1	ND1
Cros	calage	0.905	0.526	0.089	-0.030	0.164	-0.680
	contrôle	0.885	0.574	0.088	-0.027	-0.070	-1.122
Rieu	calage	0.915	1.753	0.339	-0.100	0.277	-0.464
	contrôle	0.910	1.845	0.353	-0.120	0.199	-0.606
Goud	calage	0.983	1.496	0.186	-0.045	0.429	-0.101
	contrôle	0.975	1.840	0.194	-0.048	0.071	-1.034
Bess	calage	0.984	0.229	0.038	-0.010	0.372	-0.190
	contrôle	0.980	0.258	0.038	-0.009	0.161	-0.487
Coub	calage	0.977	1.931	0.385	-0.068	0.292	-0.405
	contrôle	0.966	2.330	0.442	-0.115	-0.176	-0.808
Pand	calage	0.987	0.299	0.048	-0.015	0.531	0.091
	contrôle	0.983	0.345	0.054	-0.019	0.384	-0.205
Espa	calage	0.982	0.338	0.038	-0.012	0.591	0.183
	contrôle	0.958	0.544	0.042	-0.013	0.143	-1.518
Chad	calage	0.995	1.643	0.226	-0.054	0.607	0.218
	contrôle	0.988	2.369	0.244	-0.054	0.053	-1.654
Cham	calage	0.989	0.636	0.095	-0.032	0.553	0.128
	contrôle	0.976	0.912	0.097	-0.028	0.050	-1.514
Vaub	calage	0.999	0.098	0.017	-0.003	0.797	0.600
	contrôle	0.999	0.102	0.017	-0.003	0.777	0.551
Basb	calage	0.994	3.626	0.654	-0.142	0.620	0.238
	contrôle	0.992	4.258	0.693	-0.115	0.450	-0.251

TAB. B.11 – ***Prévision à 1 heure avec scénario de pluie* « parfaite »**. *Performances d'un modèle linéaire (débits de t_0-1 à t_0-2 ; pluies de t_0 à $t_0-(T/3+2)$) sur l'ensemble des bassins. Les critères en calage correspondentà la moyenne des performances en calage (resp. en contrôle) sur les 4 périodes.*

Bassin		NSE	RMSE	MAE	BIAIS	PS1	ND1
Cros	calage	0.898	0.546	0.073	-0.033	0.103	-0.795
	contrôle	0.884	0.578	0.073	-0.031	-0.035	-1.190
Rieu	calage	0.907	1.833	0.296	-0.119	0.210	-0.588
	contrôle	0.897	1.967	0.318	-0.142	0.089	-0.848
Goud	calage	0.983	1.511	0.176	-0.054	0.420	-0.117
	contrôle	0.976	1.833	0.185	-0.057	0.106	-1.028
Bess	calage	0.984	0.231	0.036	-0.011	0.365	-0.186
	contrôle	0.980	0.261	0.037	-0.010	0.145	-0.562
Coub	calage	0.977	1.931	0.383	-0.069	0.291	-0.414
	contrôle	0.966	2.332	0.437	-0.114	-0.176	-0.913
Pand	calage	0.987	0.298	0.045	-0.017	0.530	0.088
	contrôle	0.982	0.357	0.050	-0.019	0.339	-0.352
Espa	calage	0.982	0.338	0.038	-0.012	0.591	0.185
	contrôle	0.958	0.544	0.043	-0.013	0.140	-1.513
Chad	calage	0.995	1.646	0.221	-0.057	0.605	0.215
	contrôle	0.988	2.367	0.240	-0.058	0.055	-1.646
Cham	calage	0.989	0.640	0.090	-0.034	0.546	0.115
	contrôle	0.976	0.917	0.093	-0.029	0.042	-1.552
Vaub	calage	0.999	0.098	0.017	-0.003	0.796	0.600
	contrôle	0.999	0.102	0.017	-0.003	0.776	0.550
Basb	calage	0.994	3.621	0.662	-0.140	0.621	0.241
	contrôle	0.992	4.255	0.702	-0.111	0.450	-0.245

TAB. B.12 – ***Prévision à 1 heure sans scénario de pluie***. *Performances d'un modèle linéaire (débits de t_0-1 à t_0-2 ; pluies de t_0-1 à $t_0-(T/3+3)$) sur l'ensemble des bassins. Les critères en calage correspondentà la moyenne des performances en calage (resp. contrôle) sur les 4 périodes.*

Bassin		NSE	RMSE	MAE	BIAIS	PS2	ND2
Cros	calage	0.838	0.675	0.157	-0.045	0.269	-0.432
	contrôle	0.802	0.741	0.156	-0.041	0.052	-0.649
Rieu	calage	0.827	2.599	0.635	-0.192	0.347	-0.297
	contrôle	0.812	2.755	0.667	-0.218	0.265	-0.410
Goud	calage	0.945	2.685	0.429	-0.105	0.306	-0.397
	contrôle	0.925	3.135	0.436	-0.116	0.003	-0.791
Bess	calage	0.949	0.420	0.086	-0.026	0.264	-0.532
	contrôle	0.932	0.485	0.085	-0.022	-0.048	-1.198
Coub	calage	0.922	3.448	0.726	-0.168	0.277	-0.474
	contrôle	0.898	4.173	0.843	-0.265	-0.270	-0.936
Pand	calage	0.949	0.604	0.120	-0.040	0.439	-0.115
	contrôle	0.936	0.704	0.133	-0.050	0.240	-0.466
Espa	calage	0.963	0.568	0.086	-0.025	0.508	0.005
	contrôle	0.903	0.972	0.092	-0.027	-0.467	-1.543
Chad	calage	0.979	3.448	0.546	-0.149	0.486	-0.048
	contrôle	0.960	4.730	0.592	-0.161	-0.157	-1.040
Cham	calage	0.962	1.206	0.229	-0.074	0.442	-0.168
	contrôle	0.932	1.636	0.234	-0.065	-0.057	-1.017
Vaub	calage	0.996	0.239	0.046	-0.008	0.669	0.310
	contrôle	0.995	0.248	0.046	-0.008	0.642	0.275
Basb	calage	0.971	7.844	1.501	-0.402	0.459	-0.102
	contrôle	0.962	9.266	1.562	-0.336	0.221	-0.399

TAB. B.13 – ***Prévision à 2 heures avec scénario de pluie* « parfaite »**. *Performances d'un modèle linéaire (débits de t_0-2 à t_0-3 ; pluies de t_0 à $t_0-(T/3+2)$) sur l'ensemble des bassins. Les critères correspondent à la moyenne des performances en calage(resp. contrôle) sur les 4 périodes.*

Bassin		NSE	RMSE	MAE	BIAIS	PS1	ND1
Cros	calage	0.818	0.721	0.136	-0.057	0.185	-0.624
	contrôle	0.797	0.756	0.136	-0.054	0.065	-0.833
Rieu	calage	0.816	2.672	0.616	-0.222	0.310	-0.346
	contrôle	0.807	2.803	0.645	-0.258	0.240	-0.426
Goud	calage	0.945	2.697	0.422	-0.120	0.302	-0.406
	contrôle	0.924	3.149	0.434	-0.129	-0.011	-0.866
Bess	calage	0.948	0.423	0.085	-0.029	0.254	-0.486
	contrôle	0.930	0.492	0.085	-0.026	-0.070	-1.218
Coub	calage	0.928	3.362	0.800	-0.175	0.301	-0.388
	contrôle	0.892	4.284	0.932	-0.293	-0.497	-1.059
Pand	calage	0.950	0.606	0.118	-0.045	0.439	-0.086
	contrôle	0.935	0.715	0.132	-0.053	0.216	-0.498
Espa	calage	0.963	0.568	0.086	-0.026	0.509	0.009
	contrôle	0.904	0.969	0.093	-0.028	-0.454	-1.527
Chad	calage	0.979	3.448	0.565	-0.152	0.488	-0.038
	contrôle	0.960	4.725	0.613	-0.167	-0.154	-1.027
Cham	calage	0.961	1.219	0.223	-0.082	0.430	-0.184
	contrôle	0.932	1.635	0.228	-0.074	-0.055	-1.022
Vaub	calage	0.996	0.239	0.046	-0.009	0.670	0.317
	contrôle	0.995	0.250	0.047	-0.008	0.637	0.277
Basb	calage	0.972	7.776	1.575	-0.386	0.467	-0.084
	contrôle	0.963	9.272	1.635	-0.312	0.211	-0.396

TAB. B.14 – ***Prévision à 2 heures sans scénario de pluie***. *Performances d'un modèle linéaire (débits de t_0-2 à t_0-3 ; pluies de t_0-2 à $t_0-(T/3+4)$) sur l'ensemble des bassins. Les critères correspondent à la moyenne des performances en calage (resp. en contrôle) sur les 4 périodes.*

d Analyse des paramètres des modèles

d.1 Analyse sur deux cas : le Lignon au Chambon sur Lignon et la Dunière à Vaubarlet

Dans le tableau TAB.B.15 ont été reportés en exemple quelques valeurs des paramètres pour des modèles calés sur les données du Lignon au Chambon sur Lignon et de la Dunière à Vaubarlet.

Il apparaît pour tous les calages que les poids les plus forts sont donnés aux dernières données de débits observés alors qu'un poids moindre est donné aux données de pluie. Cette tendance est encore plus marquée pour Vaubarlet que pour Chambon sur Lignon.

	Chambon à 1h (P connue)			Chambon à 1h (P inconnue)			Vaubarlet à 1h (P connue)			Vaubarlet à 1h (P inconnue)		
	Cal1	Cal2	Cal3	Cal1	Cal2	Cal3	Cal1	Cal2	Cal3	Cal1	Cal2	Cal3
Qt-1	1.186	1.701	1.730	1.192	1.703	1.730	1.890	1.855	1.885	1.892	1.860	1.887
Qt-2	-0.216	-0.722	-0.749	-0.221	-0.723	-0.747	-0.891	-0.857	0.886	-0.893	-0.861	-0.888
Pt0	0.196	0.126	0.244				0.007	0.043	0.015			
Pt-1	0.219	-0.008	0.013	0.383	0.099	0.206	0.003	-0.006	0.004	0.010	0.031	0.019
Pt-2	0.010	0.007	0.043	-0.028	-0.013	0.043	0.004	0.010	0.007	0.0002	0.001	0.0003
Pt-3	0.019	0.116	0.049	0.055	0.128	0.054	0.005	-0.019	-0.005	0.008	-0.009	0.001
Pt-4	-0.013	0.061	-0.108	-0.035	0.093	-0.065	0.005	0.009	0.006	0.001	0.003	0.0002
Pt-5				0.016	-0.049	-0.060	-0.006	-0.016	-0.008	0.0004	-0.001	0.003
Pt-6										-0.006	-0.014	-0.009

	Chambon à 3h (P connue)			Chambon à 3h (P inconnue)			Vaubarlet à 3h (P connue)			Vaubarlet à 3h (P inconnue)		
	Cal1	Cal2	Cal3	Cal1	Cal2	Cal3	Cal1	Cal2	Cal3	Cal1	Cal2	Cal3
Qt-3	1.221	1.935	2.273	1.266	1.913	2.297	3.161	2.777	3.054	3.189	2.828	3.090
Qt-4	-0.329	-1.028	-1.373	-0.361	-1.007	-1.383	-2.166	-1.790	-2.060	-2.194	-1.838	-2.095
Pt0	0.847	0.247	0.329				0.041	0.209	0.064			
Pt-1	0.430	0.122	0.346				0.011	0.055	0.035			
Pt-2	0.152	0.324	0.625				0.019	0.071	0.034			
Pt-3	0.271	0.061	0.221	1.029	0.560	1.100	0.022	-0.008	0.025	0.068	0.188	0.109
Pt-4	-0.022	0.765	-0.007	-0.083	0.285	0 .181	0.027	0.016	0.021	0.011	-0.012	-0.006
Pt-5				0.142	0.448	-0.004	0.016	-0.059	-0.003	0.034	0.013	0.025
Pt-6				-0.058	0.222	-0.206				-0.001	-0.012	-0.005
Pt-7				0.074	-0.094	-0.147				0.006	0.008	0.013
Pt-8										-0.027	-0.085	-0.040

TAB. B.15 – *Paramètres des ARX : exemple de paramètres à Chambon sur Lignon et à Vaubarlet pour des prévisions à 1 h et 3 h et en pluie future connue ou non.*

Pour faciliter l'interprétation de cette répartition entre le poids accordé à la composante autorégressive (les débits antérieurs) et celui accordé aux données exogènes (les pluies), nous avons représenté leur répartition sur la figure FIG.B.5. Pour obtenir cette figure, les valeurs absolues (environ la moitié des poids sont négatifs) des poids ont été sommées pour chaque type de données (pluie ou débit) et leurs contributions respectives évaluées. La tendance qui était observée par l'étude des poids, *i.e.* une prise en compte des pluies supérieure au Chambon et quasi nulle à Vaubarlet, est clairement visible sur cette figure. Il apparaît également que le poids relatif accordé aux données de pluie s'accroît lorsque l'échéance de prévision augmente. Ceci peut s'expliquer par la diminution des valeurs d'auto-corrélation entre des données de débits séparées par plusieurs pas de temps. La distinction entre des prévisions avec ou sans pluies futures connues ne fait pas apparaître de résultats très nets pour ces deux bassins : pour les 2 bassins, il semble qu'à une échéance de 3 h, le poids accordé aux données de pluie quand les pluies futures sont connues est supérieur à celui dans le cas où elles ne sont pas connues ; en prévision à 1 h, le poids relatif des pluies oscille selon les périodes de calages et il n'est pas possible d'en tirer de conclusion.

Concernant la variabilité interpériode, dans le cas de la Dunière, les valeurs des paramètres et leur répartition par type de données semblent relativement stables. Ce n'est pas le cas au Chambon sur Lignon, où une variabilité interpériode plus claire peut être notée. Ceci est à mettre en rapport avec le tableau TAB.B.2 page 418 présentant les

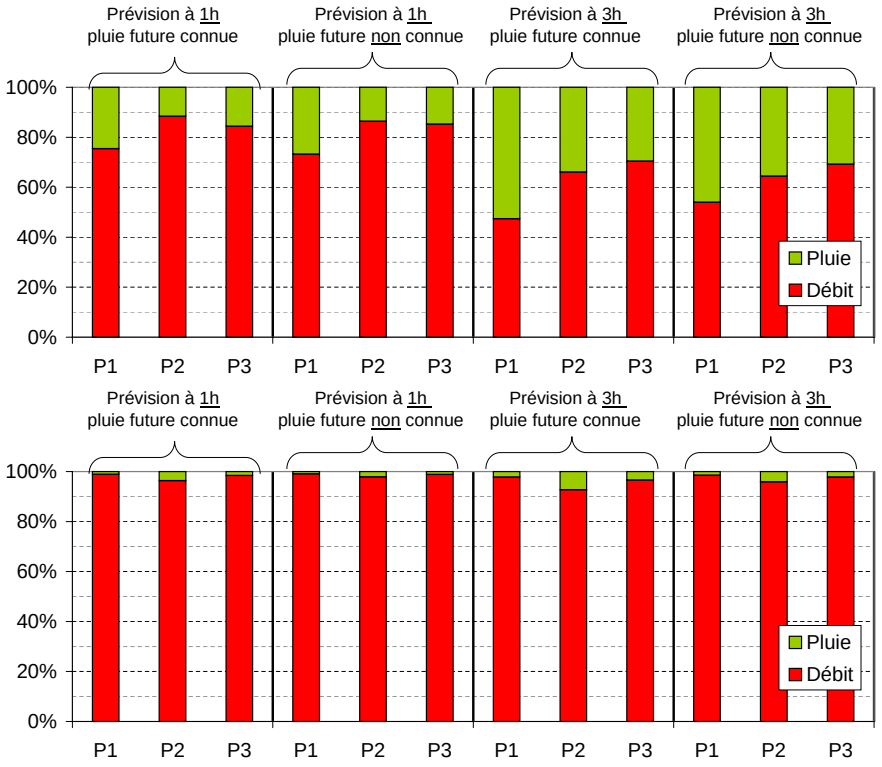


FIG. B.5 – *Répartition des poids des modèles ARX en valeur absolue entre les données de pluies (données exogènes) et les données de débits (composante autorégressive) pour les bassins de Chambon sur Lignon (en haut) et de Vaubarlet (en bas). Pi est la période i.*

caractéristiques de ces 3 périodes : pour la première période sur ce bassin du Chambon sur Lignon, la moins forte autocorrélation des débits à un pas de temps avait été trouvée (0.98 au lieu de 0.99) et la plus forte corrélation entre les pluies antérieures – et avec le délai le plus faible sur l'ensemble de ces périodes – et les données de débits (0.50 pour un délai de 5 heures).

d.2 Analyse sur l'ensemble des bassins Afin de compléter l'analyse précédente réalisée sur deux exemples, nous avons tracé le graphique de répartition des poids relatifs pour l'ensemble des bassins (*cf.* FIG.B.6). Il est possible d'y observer un comportement très fortement différencié à la fois entre les bassins, entre les périodes pour un même bassin et également selon l'échéance de prévision (à 1h/3h). Il est également remarquable de constater que le fait de prendre en compte ou non les précipitations futures (1 ou 3 pas de temps selon l'échéance) ne semble pas modifier de manière significative la répartition sur les poids relatifs des pluies par rapport aux débits. De manière générale, faire des prévisions à 3 heures plutôt qu'à une heure tend à diminuer le poids relatif des débits ce qui avait également trouvé dans le cas du Lignon et de la Dunière. Pour certains bassins (Rieutord, Coubon, Chadrac, Bas-en-Basset), les poids attribués aux pluies représentent plus de la moitié de l'ensemble des poids. Cela ne veut pas dire que plus de la moitié du débit prévu a pour origine les données de pluies. En effet, comme les poids sont multipliés ensuite par les valeurs des entrées et que les entrées de débit sont en général beaucoup plus grandes en valeur absolue que les données de pluies, même avec des poids plus importants la composante liée à la pluie reste faible. C'est le cas notamment sur les bassins les plus grands pour lesquels la pluie moyenne n'est pas très élevée (17 mm au maximum à Bas-en-Basset (*cf.* TAB.B.2 page 418)), alors que le débit moyen est lui beaucoup plus important (environ 35 $m^3.s^{-1}$ à Bas-en-Basset).

e Évaluation sur les crues Dans ce dernier paragraphe, une attention particulière est portée à l'évaluation des modèles ARX pour la prévision des crues.

Dans un premier temps, nous avons calculé pour chaque bassin les efficiences NSE de Nash & Sutcliffe (1970) en ne conservant que les données supérieures à un certain seuil : $k \times Q_{moy}$ avec $k = 2,5,10$. Les efficiences calculées varient très très peu avec la sélection des plus fortes valeurs de débits si ce critère est calculé par rapport au même

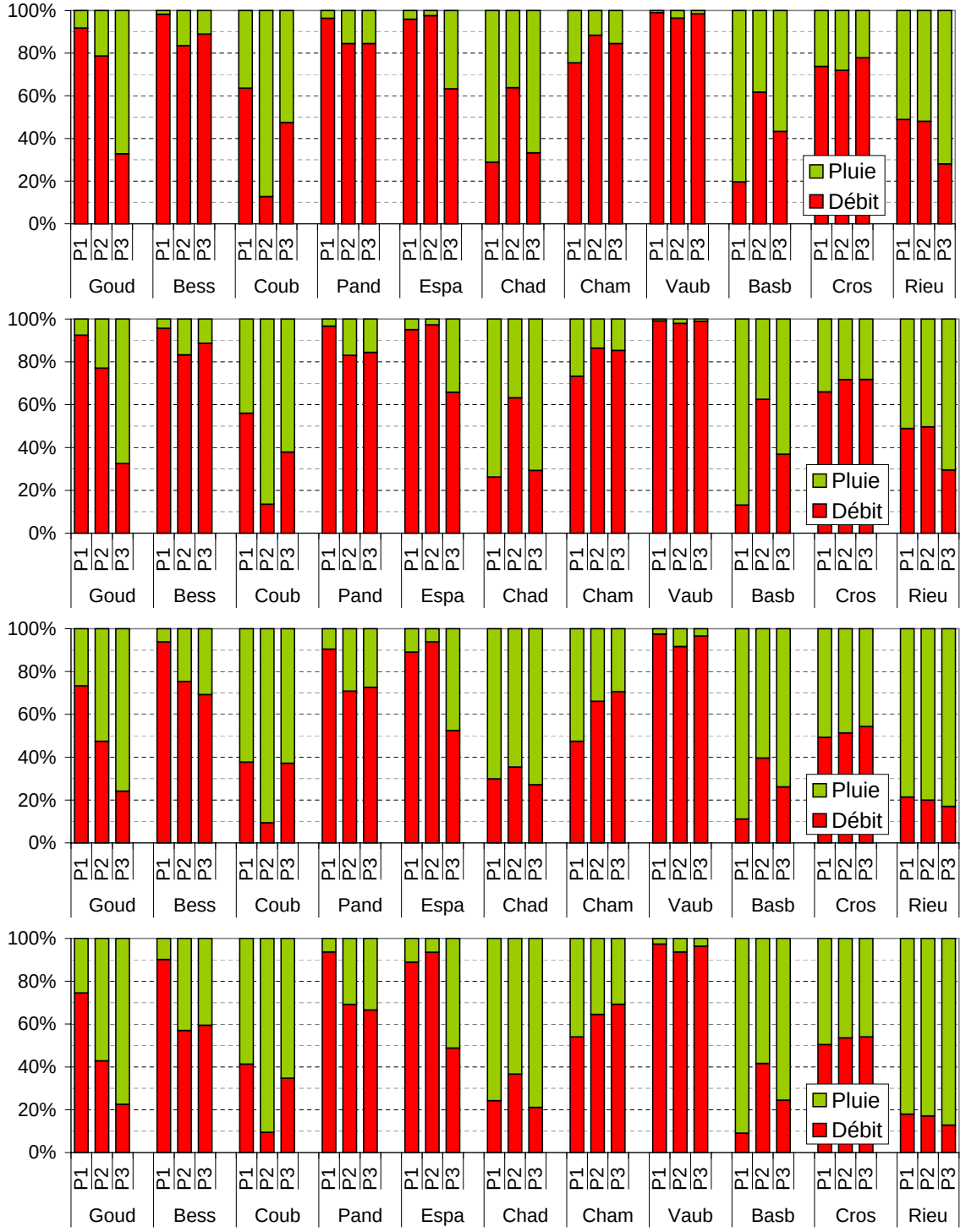


FIG. B.6 – *Répartition sur l'ensemble des bassins, des poids relatifs sur les données de pluies et de débits en entrée des modèles linéaires ARX : de haut en bas, prévision à 1 heure avec les pluies futures connues, prévision à 1 heure sans les pluies futures, prévision à 3 heures avec les pluies futures connues, prévision à 3 heures sans les pluies futures.*

Bassin	Données	Prévisions à 1 h pluie future connue						Prévisions à 3 h pluie future connue					
		RMSE	MAE	NSE	NSE*	PS1	ND1	RMSE	MAE	NSE	NSE*	PS3	ND3
Goud	tout	1.7	0.20	0.980	0.980	0.16	-0.41	4.0	0.7	0.887	0.887	0.03	-0.74
	$Q \geq 2.\bar{Q}$	6.5	1.23	0.980	0.974	0.27	-0.33	14.9	4.0	0.896	0.856	0.19	-0.59
	$Q \geq 5.\bar{Q}$	12.7	3.50	0.981	0.962	0.29	-0.34	29.1	11.0	0.897	0.790	0.23	-0.59
	$Q \geq 10.\bar{Q}$	19.3	6.91	0.979	0.940	0.27	-0.43	44.3	21.3	0.891	0.661	0.18	-0.75
Bess	tout	0.3	0.04	0.981	0.981	0.15	-0.38	0.6	0.1	0.899	0.899	0.00	-0.79
	$Q \geq 2.\bar{Q}$	0.8	0.2	0.980	0.963	0.22	-0.36	1.8	0.6	0.90	0.801	0.15	-0.68
	$Q \geq 5.\bar{Q}$	1.9	0.7	0.976	0.919	0.20	-0.52	4.2	1.8	0.89	0.592	0.14	-0.80
	$Q \geq 10.\bar{Q}$	4.4	2.5	0.968	0.797	0.13	-0.49	9.8	6.6	0.83	-0.071	0.06	-1.08
Coub	tout	2.4	0.4	0.967	0.967	-0.05	-0.89	5.9	1.3	0.808	0.808	-0.26	-1.12
	$Q \geq 2.\bar{Q}$	8.5	2.3	0.967	0.950	0.06	-0.76	20.3	6.2	0.817	0.729	0.02	-0.88
	$Q \geq 5.\bar{Q}$	18.5	6.6	0.966	0.914	0.11	-0.67	44.7	18.5	0.805	0.555	0.04	-0.85
	$Q \geq 10.\bar{Q}$	38.6	20.5	0.960	0.565	-0.71	-2.74	92.8	55.8	0.772	-0.772	-0.98	-3.43
Pand	tout	0.3	0.05	0.985	0.985	0.46	0.06	1.0	0.2	0.882	0.882	0.27	-0.35
	$\geq 2.\bar{Q}$	1.0	0.2	0.984	0.976	0.48	0.07	2.9	0.9	0.881	0.820	0.34	-0.29
	$\geq 5.\bar{Q}$	2.6	1.0	0.983	0.956	0.47	-0.01	7.4	3.2	0.869	0.684	0.32	-0.35
	$\geq 10.\bar{Q}$	4.6	2.2	0.979	0.928	0.45	-0.11	12.7	6.9	0.854	0.480	0.31	-0.49
Espa	tout	0.5	0.05	0.962	0.962	-0.03	-0.88	1.2	0.2	0.833	0.833	-0.41	-1.89
	$\geq 2.\bar{Q}$	0.7	0.2	0.997	0.993	0.45	0.57	2.1	0.6	0.967	0.938	0.32	0.24
	$\geq 5.\bar{Q}$	1.6	0.6	0.995	0.985	0.45	0.54	5.0	2.1	0.960	0.863	0.28	0.16
	$\geq 10.\bar{Q}$	3.2	1.6	0.995	0.964	0.39	0.41	10.0	5.6	0.949	0.662	0.10	-0.17
Chad	tout	2.2	0.3	0.992	0.992	0.37	-0.21	6.9	1.2	0.940	0.940	0.27	-0.44
	$\geq 2.\bar{Q}$	7.4	1.5	0.991	0.986	0.37	-0.24	20.8	5.5	0.937	0.903	0.29	-0.44
	$\geq 5.\bar{Q}$	17.5	5.4	0.991	0.973	0.35	-0.31	49.3	19.4	0.931	0.821	0.26	-0.55
	$\geq 10.\bar{Q}$	30.5	12.5	0.989	0.941	0.23	-0.63	85.6	44.1	0.921	0.634	0.14	-0.86
Cham	tout	0.8	0.1	0.981	0.981	0.26	-0.42	2.0	0.4	0.892	0.892	0.19	-0.72
	$\geq 2.\bar{Q}$	2.4	0.5	0.981	0.972	0.31	-0.32	5.9	1.7	0.891	0.833	0.24	-0.64
	$\geq 5.\bar{Q}$	5.6	1.5	0.979	0.953	0.27	-0.41	13.6	5.4	0.880	0.717	0.20	-0.77
	$\geq 10.\bar{Q}$	10.2	3.9	0.976	0.917	0.20	-0.64	25.2	13.7	0.862	0.467	0.06	-1.17
Vaub	tout	0.1	0.01	1.000	1.000	0.79	0.76	0.3	0.1	0.995	0.995	0.56	0.13
	$\geq 2.\bar{Q}$	0.2	0.05	1.000	0.999	0.82	0.82	0.8	0.3	0.994	0.984	0.59	0.18
	$\geq 5.\bar{Q}$	0.4	0.2	1.000	0.997	0.82	0.81	1.9	0.9	0.993	0.939	0.52	-0.02
	$\geq 10.\bar{Q}$	0.8	0.4	1.000	0.968	0.75	0.72	3.6	2.1	0.990	0.368	0.31	-0.69
Basb	tout	4.3	0.7	0.991	0.991	0.46	0.20	13.1	2.8	0.925	0.925	0.17	-0.56
	$\geq 2.\bar{Q}$	11.9	2.1	0.990	0.983	0.51	0.24	36.0	8.3	0.918	0.850	0.27	-0.50
	$\geq 5.\bar{Q}$	34.7	8.1	0.987	0.968	0.50	0.20	104.4	31.8	0.891	0.719	0.25	-0.63
	$\geq 10.\bar{Q}$	75.5	23.1	0.982	0.944	0.46	0.07	228.2	92.5	0.850	0.471	0.11	-1.01
Cros	tout	0.6	0.1	0.879	0.879	0.11	-0.74	0.9	0.2	0.729	0.729	0.28	-0.55
	$\geq 2.\bar{Q}$	1.7	0.5	0.877	0.824	0.16	-0.73	2.5	0.9	0.743	0.634	0.35	-0.47
	$\geq 5.\bar{Q}$	3.4	1.8	0.871	0.756	0.17	-0.74	4.9	2.0	0.739	0.510	0.37	-0.48
	$\geq 10.\bar{Q}$	6.5	2.8	0.855	0.611	0.17	-0.77	9.2	4.8	0.721	0.253	0.36	-0.55
Rieu	tout	1.9	0.3	0.924	0.924	0.17	-0.64	3.2	0.8	0.775	0.775	0.33	-0.39
	$\geq 2.\bar{Q}$	5.3	1.4	0.927	0.901	0.26	-0.53	8.9	3.4	0.796	0.721	0.43	-0.28
	$\geq 5.\bar{Q}$	11.6	4.1	0.926	0.849	0.27	-0.51	19.0	8.9	0.798	0.584	0.44	-0.28
	$\geq 10.\bar{Q}$	18.9	8.5	0.920	0.747	0.25	-0.56	30.5	17.3	0.790	0.327	0.41	-0.41

TAB. B.16 – *Critères moyens en contrôle selon les données évaluées (toutes, crues supérieures à des seuils définis par rapport au débit moyen). Le critère NSE* est évalué par rapport au débit moyen en crue, c'est-à-dire le débit moyen des données supérieures au seuil utilisé (*cf. *5.1.3.1).*

débit moyen que celui utilisé lorsque l'on évalue toutes les données (par exemple, le débit moyen de toutes les données disponibles pour ce bassin). Par contre si à la place de ce vrai débit moyen, on choisit de prendre le débit moyen des données observées correspondantes à celles que l'on cherche à évaluer, alors le critère calculé décroît rapidement avec l'augmentation du seuil choisi. Il devient même négatif dans le cas de prévision à 3 heures et pour un seuil de $Q \geq 10.\bar{Q}$ (où $\bar{Q}$ est le débit moyen du bassin) pour Coubon et Besseyre. Ceci peut s'interpréter de la façon suivante : par rapport à une référence très naïve telle que celle consistant à dire que le débit prévu est le débit moyen de la série, les prévisions des modèles ARX sont bonnes, voire très bonnes et cela même à des échéances un peu longues car les modèles profitant de l'autocorrélation des débits, ils prévoient au pire (*i.e.* même s'ils ne reproduisent pas bien les processus et dynamiques des bassins) une référence moins naïve que le débit moyen qui est à peu près la persistance (le débit prévu dans L heures est le même que celui observé actuellement). Si on évalue par rapport à une référence moins naïve telle que le débit moyen des données de crues, alors on apporte une information supplémentaire aux valeurs références (*« on est en crue. Et la crue a en moyenne cette ampleur »*) et il devient un peu plus difficile de la battre (mais le modèle linéaire y réussit dans la plupart des cas sur de courts horizons). Les critères RMSE et MAE évoluent logiquement avec le seuil sélectionné (caractère hétéroscedastique des erreurs sur les modélisations de débits). L'étude des critères PS1 et PS3 permet de constater que pour tous les bassins – exceptés le Tauron à Cros de Géorand et la Loire à Rieutord – ce critère de persistance sur les débits diminue, alors qu'en général, ce critère tend à augmenter quand l'horizon de prévision augmente (la variance en dénominateur s'accroissant en général pus vite que les erreurs de modélisation).

Après avoir réalisé cette analyse sur les critères sur tout ou partie de la série, nous allons observer ce que permet de prévoir le modèle linéaire lors de la prévision d'hydrogramme de crue. Nous avons choisi l'exemple de la crue de novembre 1996 qui est une des crues majeures sur la période d'étude (*cf.* FIG. B.7). Les figures FIG. B.8 permettent de visualiser les prévisions des modèles linéaires à différentes échéances pour les bassins de la Dunière à Vaubarlet et du Lignon au Chambon sur Lignon. Ces bassins sont différents tant du point de vue de leur caractéristiques hydrologiques (les débits spécifiques en crue sont beaucoup plus élevés sur le Lignon que sur la Dunière) que par les performances obtenues avec les modèles ARX et la répartition des poids sur les données d'entrée (pour le Lignon, le modèle linéaire utilise davantage les données de pluies que sur la Dunière pour laquelle quasiment toute la prévision se base sur les données de débits antérieurs).

Les hydrogrammes à Vaubarlet pour la crue de novembre 1996 (*cf.* FIG.B.8) montrent globalement une bonne adéquation entre les hydrogrammes observés et prévus, avec cependant un certain retard des prévisions par rapport aux observations. Les pentes de variations (montée de crue et décrue), n'étant pas très fortes, les erreurs réalisées en prévision avec un retard ne sont pas très élevées. En ce qui concerne le pic de crue, les prévisions à l'aide du modèle ARX tendent à surestimer le pic de crue. Prenons le cas de la prévision à 5 heures en pluie parfaite, pour comprendre ce qu'il se passe. Lorsque le pic de crue mesuré est atteint, le modèle avait estimé 5 heures auparavant que la valeur serait

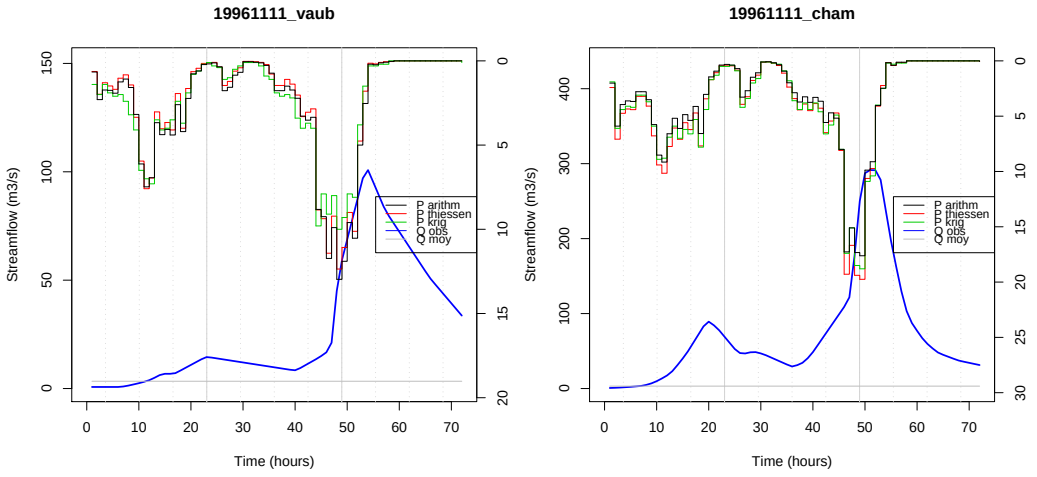


FIG. B.7 – *La crue de novembre 1996 à Vaubarlet (à gauche) et au Chambon sur Lignon (à droite).*

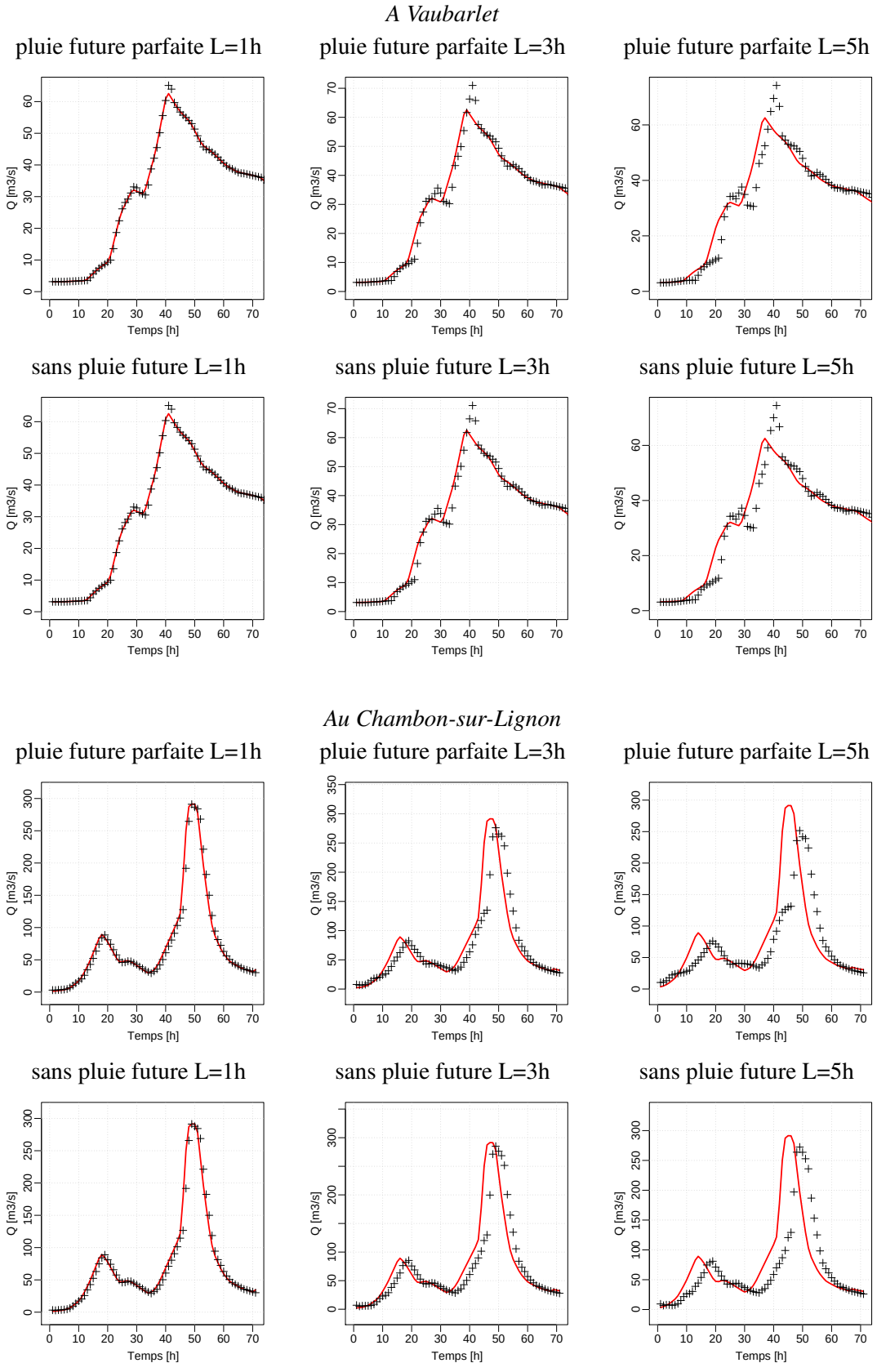


FIG. B.8 – *Crue de novembre 1996 prévue par le modèle ARX à Vaubarlet et au Chambon sur Lignon à 1 h, à 3 h et à 5 h avec une connaissance parfaite des pluies futures (en haut) ou sans connaissance des pluies futures (en bas).*

environ 50 $m^3.s^{-1}$, alors que le débit réellement observé est environ 62 $m^3.s^{-1}$. Le modèle étant en retard d'environ 5 heures et d'une dizaine de $m^3.s^{-1}$, il continue à prévoir une montée de crue encore pendant 5 heures et prévoit donc un pic à un peu plus de 70 $m^3.s^{-1}$. Ceci est principalement dû au fait que, pour le modèle linéaire calé à Vaubarlet, la quasi totalité des débits prévus est expliquée par les informations sur les débits passés. Le modèle ne peut donc pas intégrer facilement des informations d'arrêts ou de diminution de la pluviométrie. Cette dernière information est en partie confirmée par la similitude entre les prévisions réalisées avec ou sans connaissance de la pluie future, en particulier pour la prévision à 5 heures où la non prise en compte de la pluie devrait avoir un impact déterminant (on peut vérifier l'évolution de la pluie moyenne horaire sur la figure FIG. B.7).

Les hydrogrammes au Chambon sur Lignon pour la crue de novembre 1996 (*cf.* FIG.B.8), montrent les éléments suivants : (i) lors des changements de tendance (début de la montée, début de la décrue), les prévisions sont d'autant plus en retard dans la détection du changement de tendance que l'horizon de prévision est grand ; (ii) comme conséquence de cette première remarque, le pic de crue est également prévu avec un certain retard ; (iii) une sous-estimation du pic est observée, et cet écart est d'autant plus important que l'horizon de prévision augmente ; cet effet de sous-estimation est réduit lorsque les prévisions de pluies ne sont pas prises en compte. Globalement on observe, comme à Vaubarlet, un décalage de l'hydrogramme prévu par rapport à l'hydrogramme observé. Cependant ce décalage, s'il fait un peu penser à la prévision à l'aide du modèle de persistance, semble anticiper un peu mieux les changements de tendances que la persistance simple ce qui peut expliquer que les critères de persistance PS1 et PS3 dans le tableau TAB.B.16 soient faibles mais positifs (de l'ordre de 0.2) pour le bassin du Lignon au Chambon. Ce décalage inférieur à l'horizon de prévision ainsi que la sous-estimation du pic de crue tend à confirmer qu'une partie des prévisions du modèle est influencée par les données de pluies, ce qui avait été observé lors de l'étude des poids. Dans l'ensemble, comme à la fois la montée de crue puis la descente sont plus brutales (pentues) que dans le cas de la Dunière à Vaubarlet, même si le modèle linéaire anticipe un tout petit peu mieux sur ce bassin, les erreurs de prévisions sont supérieures, ce qui peut expliquer de moindre performances par rapport à la Dunière.

B.4.4 Conclusions sur l'utilisation des modèles de régression linéaires ARX pour la prévision des crues.

Des modèles de régression linéaire ont été mis en œuvre afin de construire une première référence basique sur l'utilisation de modèles hydrologiques pour la prévision des débits.

Synthèse sur la méthodologie Le choix des entrées du modèle est une étape importante car il détermine à la fois quelle est l'information que l'on fournit au modèle et également le nombre de paramètres du modèle. Cette étape a été menée par une démarche empirique guidée par une connaissance *a priori*du fonctionnement des bassins versants.Il est apparu que des données de débits étaient indispensables pour obtenir des performances correctes du point de vue des critères choisis. Il a également été vu, que la prise en compte de données de pluies n'apportait pas forcément d'amélioration du point de vue des critères classiques tels que NSE ou MAE. Nous avons choisi d'utiliser les modèles avec deux données de débits antérieures et des données de pluies sur le tiers du temps caractéristique du bassin plus deux heures. Cette solution n'est pas optimale selon un critère unique par exemple NSE, mais apparaît être un bon compromis du point de vue de critères d'erreurs à la fois sur les estimations de débits (NSE, PS, MAE) et mais également sur les variations de débits (ND).

Résultats des évaluations Ces modèles ont ensuite été mis en œuvre pour quatre tests de prévision (prévision à 1h et 2h, avec et sans pluie future connue), et les résultats analysés, d'abord en moyenne puis bassin par bassin. Les moyennes de critères montrent en général des évolutions auxquelles on pouvait s'attendre. Cette évaluation montre que ces modèles ont l'air intéressants du point de vue des performances tant en NSE quand PS1. Seuls les ND, persistance sur les variations de débits, montrent l'intérêt limité de ces modèles à prévoir des variations de débits. Ceci est en partie confirmé par le fait que sur une part importante des bassins, peu de poids est accordé aux données de pluies, même si celles-ci ont presque tout le temps déjà un poids moins fort vu qu'elles sont en général inférieures aux ordres de grandeurs des données de débits. C'est également confirmé par l'analyse sur les crues qui montrent l'évolution des critères pour différentes échéances et permet de visualiser ce qu'implique le non détection de changements de tendance à l'avance pour des problématiques de prévisions.

B.5 Les réseaux de neurones artificiels

B.5.1 Présentation

B.5.1.1 Définition des réseaux de neurones artificiels

Les réseaux de neurones artificiels [1] (RNA) sont des structures mathématiques capables de reproduire des relations complexes et non linéaires entre des données d'entrée et des données de sortie à l'aide de paramètres (poids) qui peuvent être ajustés au cours d'un *« apprentissage »*. Exploitant le champ métaphorique des neurones biologiques dont ils sont inspirés [2], ils possèdent de nombreux éléments communs avec le fonctionnement de leurs équivalents biologiques. Ils ont été développés à l'origine pour essayer de reproduire l'intelligence biologique, et notamment l'intelligence humaine, c'est-à-dire produire une intelligence artificielle. Leur utilisation a fait l'objet d'un grand nombre de recherches et de publications ces dernières années dans de multiples domaines, dont l'hydrologie et la modélisation de la relation pluie-débit. Ces modèles ne prétendent en général à aucune représentation physique des processus mis en jeu et il existe un certain consensus pour dire qu'ils ne sont pas utilisables en **extrapolation**, c'est-à-dire hors du domaine pour lequel les paramètres ont été ajustés (Dreyfus, 1997; Maier & Dandy, 2000). Leurs résultats sont cependant souvent jugés équivalents – voire parfois meilleurs – à ceux de modèles classiques, conceptuels, empiriques ou à base physique (Hsu *et al.*, 1995).

a Objectifs Ces modèles ne prétendent à aucune représentation physique [3] ou conceptuelle des processus mis en jeu, cependant leurs performances sont souvent jugées équivalentes aux modèles classiques conceptuels, empiriques ou à base physique – voire parfois meilleures (Hsu *et al.*, 1995).

Une fois, les paramètres ajustés, le réseau de neurone est simplement un modèle statistique non linéaire. A ce titre, il n'est valable que sur le domaine pour lequel ses paramètres ont été ajustés : il est donc valable en interpolation mais pas en **extrapolation** (Dreyfus, 1997)

b Survol historique Si les premières théories sur les réseaux neuronaux datent de la fin du XIX^e et du début du XX^e s. (travaux de von Helmotz, Mach, Pavlov), il faut attendre les années 1940 pour voir apparaître le premier modèle mathématique précis, développé en 1943 par McCulloch et Pitts. Ces derniers montrent qu'avec ce modèle, il est possible de calculer n'importe quelle fonction arithmétique ou logique. A la fin des années 1940, Hebb propose une théorie fondamentale pour l'apprentissage des RNA. Cette période qui s'étend jusqu'à la fin des années 1960 donne lieu à un développement très enthousiaste des RNA qui a ainsi permis d'en poser les principales bases : vers la fin des années 1950, Rosenblatt et ses collègues inventent le *« perceptron »* qui permet entre autres la reconnaissance de formes ; Widrow et Hoff proposent un nouvel algorithme d'apprentissage pour entraîner un réseau adaptatif de neurones linéaires dont les capacités sont similaires au perceptron. A la fin des années 1960, la démonstration, publiée par Minsky et Papert, des limites des modèles développés par Rosenblatt et Widrow-Hoff, freine brusquement l'intérêt pour les réseaux de neurones. Cependant, quelques groupes de recherches persistent et développent de nouvelles architectures, de nouveaux algorithmes dont les réseaux auto-organisés (Kohonen, Anderson) en 1972. Au cours des années 1980, la découverte par Rumelhart et McClelland d'une part et Werbos et LeCun d'autre part de l'algorithme de rétropropagation des erreurs a permis à la fois d'apporter une réponse aux critiques de Minsky et Papert et surtout de littéralement

1. Cette partie de présentation sur les réseaux de neurones artificiels à été réalisée à différentes étapes de notre travail et à partir de différentes sources références. S'il n'est plus toujours possible de donner les sources précises de chacune des assertions, il est cependant possible d'évoquer les ouvrages de Rennard (2006) et Parizeau (2004), les articles de Dreyfus (1997, 1998) et Coulibaly *et al.* (2000), le DEA de Gosset (2000).

2. à ce titre, il est possible de dire que ce sont des systèmes biomimétiques

3. Cette dernière affirmation est à modérer dans le cas des **modèles neuronaux de connaissances**. Les réseaux de neurones ne sont pas forcément des *« boites noires »* que l'on construit uniquement à partir des données en oubliant les connaissances physiques, hydrologiques, etc. que l'on peut avoir sur le processus. Les modèles neuronaux de connaissance (*« boites grises »*) permettent d'utiliser pour la conception du RNA toutes les connaissances pouvant être exprimées sous la forme d'équations mathématiques. Dans ce cas, les poids des RNA ont une signification précise que l'on peut interpréter et utiliser. (Exemple d'utilisation : prédiction de propriétés mécaniques de caoutchouc, détection d'anomalie de fonctionnement d'une colonne à distiller, pilotage de véhicule, etc.)

ressusciter les réseaux de neurones artificiels. Depuis lors, ils restent un centre d'intérêt constant et de nouvelles théories, structures, algorithmes sont proposés en profusion.

En hydrologie, les premières applications datent de ... et un réel engouement est apparu à la fin des années 1990, caractérisé par un nombre important de publications comportant des réseaux de neurones (Maier & Dandy, 2000).

c Un approximateur universel parcimonieux La propriété fondamentale des réseaux de neurones est l'approximation universelle (Hornik *et al.*, 1989) parcimonieuse (Hornik *et al.*, 1994).

c.1 Universel Il a été démontré que :

> Toute fonction bornée suffisamment régulière peut être approchée avec une précision arbitraire dans un domaine fini de l'espace de ses variables, par un réseau de neurones comportant une couche de neurones cachées en nombre fini, possédant tous la même fonction d'activation, et un neurone de sortie linéaire (Hornik *et al.*, 1989).

C'est-à-dire qu'un RNA peut approximer toute fonction multivariable non linéaire et ses dérivées avec une précision fixée pourvu qu'il soit soumis à une apprentissage efficace. Cette propriété concerne également d'autres fonctions paramétrées telles que les ondelettes, les fonctions radiales, les fonctions splines, etc.

c.2 Parcimonieux Si la qualité d'approximateur universel est donc partagée par différents types de fonctions, le caractère parcimonieux de l'approximation est lui une spécificité des réseaux de neurones (Hornik *et al.*, 1994). Pour obtenir un modèle non linéaire de précision donnée, un RNA a besoin de moins de paramètres que les modèles de régression classique : le nombre de ses paramètres varie linéairement avec le nombre de variables du processus à modéliser, alors que pour la plupart des autres approximateurs (dont les méthodes de régression non linéaires multiples), il varie exponentiellement. Plus le nombre de paramètres augmente, plus le nombre de données nécessaires pour ajuster de manière statistiquement significative un modèle doit être grand. Ainsi pour un jeu de données donné, un réseaux de neurones permet de créer un modèle plus précis.

Remarque : Si un modèle linéaire suffit à modéliser les données, les réseaux de neurones artificiels n'ont aucun intérêt.

B.5.1.2 Description d'un neurone artificiel

Soit un neurone i. Il reçoit reçoit sous une forme vectorielle $X = (x_1, x_2, \ldots, x_N)$ une ou plusieurs informations d'entrée (soit l'ensemble ou partie des données d'entrées du réseau dans le cas d'un neurone sur la couche d'entrée, soit les sorties de neurones situés sur une couche précédentes), affectées de poids $W = (w_1, w_2, \ldots, w_N)$. Il en fait la somme auquel il ajoute éventuellement un biais b puis passe le résultat à travers une fonction de transfert φ linéaire ou non, qui produit un résultat Y. La somme pondérée des entrées d'un neurone est notée $\alpha = WX + b$ (net_j sur la figure). Celles-ci sont alors appelées entrées nettes.

$$Y = \varphi(WX + b) \tag{B.7}$$

Notations

X : vecteur d'entrées du neurone	b : biais ou seuil (aussi noté θ_j)
Y : vecteur de sorties du neurone	ω : poids
α : entrées nettes du neurone (aussi notées net_j	e : erreur
φ : fonction de transfert	L : horizon de prévision

B.5.1.3 Architecture des réseaux de neurones artificiels

Un réseau de neurones artificiel est composé de plusieurs couches comportant un ou plusieurs neurones (cf. FIG.B.10) : une couche d'entrée (*input layer*), une couche de sortie (*output layer*) et, dans le cas de réseaux multicouches, une ou plusieurs couches cachées (*hidden layer*). Un neurone k de la couche i transforme les entrées $X_{i,k}$ en sortie $Y_{i,k}$. Le vecteur de sortie $Y_{i,k}$ est ensuite utilisé dans une combinaison linéaire de toutes les sorties des neurones de la couche i

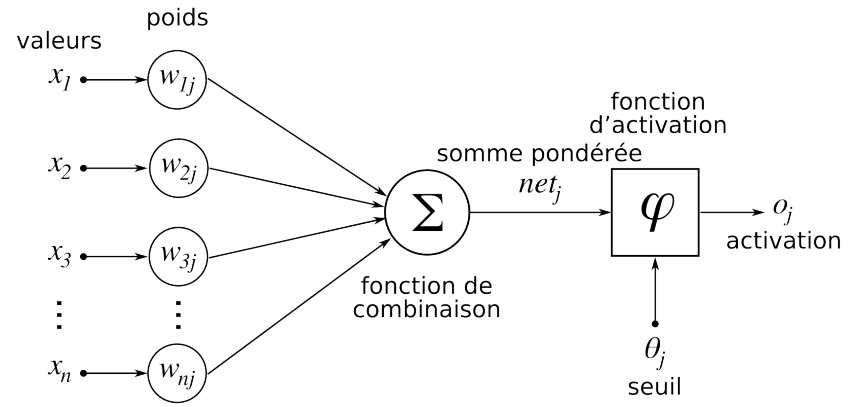


FIG. B.9 – *Structure d'un modèle de neurone artificiel*

pour former un vecteur d'entrée $X_{i+1,m}$ pour, entre autres, le neurone m de la couche suivante $i+1$. Définir l'architecture d'un RNA revient donc à choisir les éléments suivants.

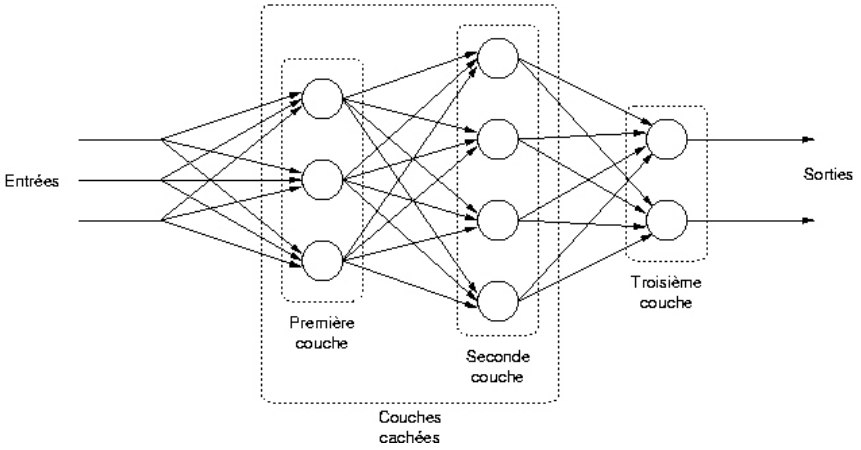


FIG. B.10 – *Exemple de réseau de neurones multi-couches (Source : Gaume & Gosset (2003)).*

la structure du réseau Il s'agit du type de connexions entre les différentes couches de neurones du réseau. Il est possible de distinguer deux types de structures de réseaux : les réseaux non bouclés et les réseaux bouclés - ou récurrents. Les réseaux non bouclés sont également appelés *feedforward* ou *à propagation avant* car l'information se propage de l'amont vers l'aval. Dans le cas des réseaux bouclés – totalement ou partiellement [1] –, une forme de *feedback* est utilisée et l'information de sortie d'un neurone peut être utilisée par un neurone de la même couche ou d'une couche située plus à l'amont. Certains neurones peuvent même être *autorécurrents* (avec des connexions réflexives), c'est-à-dire que le même neurone utilise en entrée une sortie produite par lui. Les connexions entre les neurones peuvent être complètes ou locales. Elles sont dites complètes si l'ensemble des connexions possibles, étant donnée la structure du réseau, existent : par exemple, dans le cas des réseaux à propagation avant, chaque neurone d'une couche amont établit une connexion avec chacun des neurones de la couche suivante. Elles sont dites locales si seulement quelques unes des connexions précédentes existent.

Un réseau à propagation avant peut être décrit simplement par le nombre de neurones sur chaque couche, par exemple 5-6-7-3 décrit un réseau de neurones artificiels dont la couche d'entrée comporte 5 neurones, la première couche cachée 6 neurones, la seconde couche cachée 7 neurones et la couche de sortie 3 neurones.

1. Les réseaux à propagation avant sont en fait un cas particulier des réseaux récurrents où les poids récursifs seraient tous nuls.

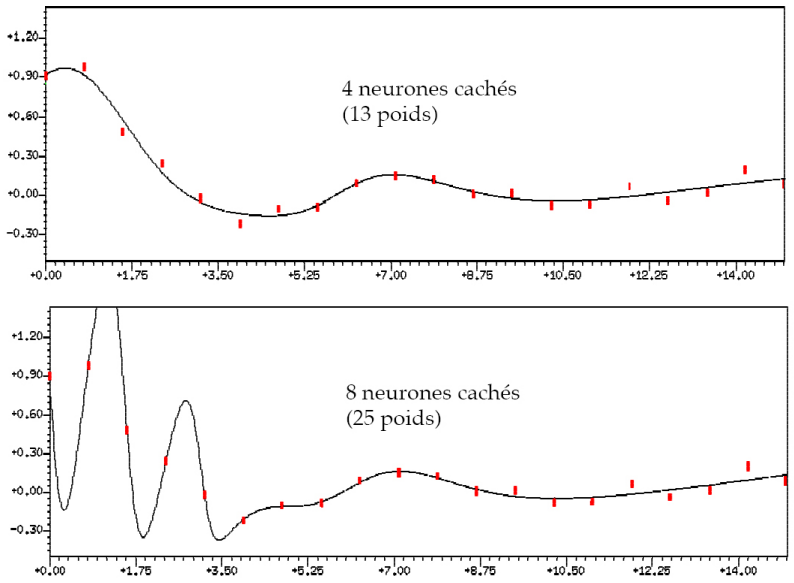


FIG. B.11 – *Exemple de* « surajustement » *des réseaux neuronaux : le modèle le plus parcimonieux produit un meilleur ajustement que le modèle comportant davantage de paramètres (source : Dreyfus (1998)).*

le vecteur d'entrée Il s'agit du type de données d'entrées et de leur nombre. Dans le cas de la prévision des débits, il peut s'agir d'un certain nombre de pas de temps de pluies et de débits, mais également de données d'évapotranspiration (Anctil *et al.*, 2003), ou de variations de débits ou, pour des modèles de propagation, des données de débits des stations situées à l'amont de la station pour laquelle la prévision doit être réalisée (Gaume & Gosset, 2003).

la taille du réseau Il s'agit du nombre de couches et de neurones par couche. Selon sa dimension, un RNA peut souffrir de sur-calage ou de sous-calage (pas assez ajusté). Un RNA pas assez complexe (par exemple, avec trop peu de neurones sur sa couche cachée) ne peut pas appréhender complètement le signal dans un jeu de données compliqué ce qui peut impliquer une difficiulté à s'adapter à des problèmes qu'il n'a pas encore rencontrés (diminution de sa capacité de généralisation (Ranjithan *et al.*, 1993)). Si un RNA a un nombre trop important d'éléments cachées (*cf.* FIG.B.11 page 446), alors il tente de s'ajuster parfaitement sur ces données de calage et donc même sur le bruit de ces données (et sur des erreurs éventuelles). Sa capacité de généralisation devient elle aussi réduite. Il n'existe pas de façon d'évaluer le nombre optimal de nœuds de la couche cachées à partir du nombre de sorties et des échantillons de calage. Une méthode par essais-erreurs peut être employée (en sachant que de très bonnes performances en calage qui se dégradent en contrôle indiquent un nombre trop important de neurones sur la couche cachée).

la fonctions de transfert – ou fonction d'activation. Il s'agit de la façon dont un neurone transfert une information en entrée vers sa sortie. La fonction d'activation non linéaire classique est la fonction sigmoïde (Coulibaly *et al.*, 1999), définie par :

$$\varphi(\alpha) = \frac{1}{1+e^{-\lambda\alpha}} \tag{B.8}$$

où :
- λ est une constante (souvent prise égale à 1)
- α est l'entrée nette du neurone (*cf.* B.5.1.2)

Comment choisir l'architecture d'un RNA ? Lors du choix de l'architecture d'un RNA, le nombre de possibilités est donc très élevé… et alors que la plupart des auteurs s'accordent à dire que la qualité des résultats dépend du choix de cette architecture – ainsi que de la parcimonie générale du RNA (Urbani, 1995; Dreyfus, 1998) – il n'existe

pas de procédure standard pour un type d'application donné [1]. Coulibaly *et al.* (1999) résument la situation ainsi : *« La définition de la taille du réseau et de sa structure sont deux étapes difficiles de la construction d'un RNA »*. Pour limiter le nombre de paramètres, des méthodes heuristiques sont parfois utilisées. Elles consistent à éliminer des paramètres : soit en les comparant à un seuil après apprentissage et en supprimant ceux qui sont inférieurs à ce seuil ; soit en incluant dans la fonction objectif un terme qui pénalise les paramètres dont les valeurs sont grandes, de sorte que les paramètres peu importants restent très voisins de zéro. Ces techniques permettent d'optimiser le nombre de paramètres, mais le nombre d'entrées et le nombre de neurones du RNA restent généralement les mêmes. Urbani (1995) propose des méthodes statistiques de sélection d'architectures de RNA.

B.5.1.4 Les algorithmes d'apprentissage

Ce que l'on appelle *apprentissage* dans le domaine des réseaux de neurones correspond au *calage* pour les modèles classiques. C'est une procédure adaptive par laquelle les connexions des neurones sont ajustées à l'aide d'information sur les entrées (et selon la procédure d'apprentissage (apprentissage supervisé), parfois sur les sorties). On a vu qu'il existait pour les modèles linéaires différentes techniques d'évaluation des paramètres. Lorsque les modèles ne sont pas linéaires on a recours à d'autres types de méthodes.

Les **algorithmes d'apprentissage** [2] peuvent être classés selon la **procédure d'apprentissage** et la **technique d'optimisation** (Coulibaly *et al.*, 1999).

a Les procédures d'apprentissage Parmi les procédures d'apprentissage, on distingue (i) l'apprentissage supervisé, (ii) l'apprentissage renforcé et (iii) l'apprentissage non supervisé. L'apprentissage supervisé est la procédure qui consiste à fournir les données d'entrées et les données de sortie au réseau. La mise à jour des poids est réalisée en essayant de minimiser l'erreur ou l'écart entre les sorties du réseaux et les résultats désirés. L'apprentissage renforcé utilise le même principe que l'apprentissage supervisé mais au lieu de donner au réseau les résultats attendus, on lui donne une note (une valeur de critère). L'apprentissage non supervisé consiste à ne donner que les données d'entrée au réseau et à le laisser capter les similarités et les différences dans les données d'entrée et à en exploiter les régularités statistiques via sa capacité d'auto-organisation. Il est essentiellement utilisé pour la reconnaissance de formes, le traitement du signal et l'analyse factorielle. Dans le cadre de la prévision la procédure la plus utilisée est l'apprentissage supervisé. C'est-à-dire que l'on fournit au réseau la réponse désirée afin qu'il puisse s'auto-évaluer lors de son apprentissage. Cela consiste à donner au modèles les débits à prévoir sur la période d'apprentissage.

b Les techniques d'optimisation Les techniques d'optimisation consistent à rechercher le minimum d'une fonction de coût (ou fonction d'erreur) dans l'espace multi-dimensionnel des paramètres. Pour les réseaux de neurones, l'algorithme de rétropropagation (ou de propagation arrière *« backpropagation »*) est l'apprentissage supervisé le plus utilisé (Maier & Dandy, 2000; Coulibaly *et al.*, 1999). Il fonctionne en différentes étapes :

- acheminement de l'information à travers le réseau (vers l'avant pour un réseau feedforward) ;
- rétropropagation des sensibilités et calcul du gradient ;
- ajustement des paramètres par la règle du gradient (ou une modification de cette règle) *i.e.* par une recherche analytique du miminum de la fonction coût.

En pratique, avant de caler un réseau, il faut initialiser ses poids et ses biais. Classiquement, on leur attribue des valeurs prises au hasard entre -1 et 1, ce qui explique que deux calages différents peuvent conduire à des jeux de paramètres différents. elles peuvent également ne pas être aléatoires. A partir de ce point de départ, on explore l'espace des paramètres à un pas μ_k et dans une direction de descente d_k qui s'exprime sous la forme d'un gradient de la fonction coût. La mise à jour des poids s'effectue progressivement jusqu'à ce que l'écart entre les sorties du réseau et les résultats désirés soit minimisés.

1. Mais il existe diverses méthodes mettant notamment en jeu des tests statistiques qui permettent de déterminer cette architecture pour une vaste classe de réseaux (Urbani *et al.*, 1994)

2. *cf.* Nerrand (1992) pour des informations supplémentaires sur les algorithmes d'apprentissages des RNA

c Présentation de techniques d'optimisation La plupart des réseaux de neurones mis en œuvre pour la prévision de séries temporelles sont entrainés avec un algorithme de rétropropagation (Chang *et al.*, 2007).

c.1 La rétropropagation du gradient A chaque itération k, l'algorithme de rétropropagation ajuste, selon un taux d'apprentissage α, le vecteur de paramètres θ_k selon dans la direction où l'erreur décroît le plus fortement, évalué par le gradient $\nabla\mathcal{E}(\theta_k)$ de la fonction d'erreur $\mathcal{E}$:

$$\theta_{k+1} = \theta_k - \alpha.\nabla\mathcal{E}(\theta_k)$$

Les limites de la technique de rétropropagation arrière du gradient sont les suivantes (Coulibaly *et al.*, 1999) : (i) piégeage par un minimum local (si les gradients sont nuls, l'algorithme se retrouve bloqué) ; (ii) sensibilité aux variations du taux d'apprentissag et aux conditions initiales (poids et biais initiaux) et à la taille de l'ensemble d'apprentissage ; (iii) lenteur de la convergence. Différentes améliorations à cet algorithme ont été proposées – comme le fait d'introduire un taux d'apprentissage α variable ou d'utiliser des gradients conjugués – et sont mise en œuvre dans la littérature. Cependant cette technique reste malgré ses limitations (convergence lente et jeux de paramètres sous-optimaux) la méthode la plus utilisée dans les études comportant des approches connexionistes.

c.2 Un exemple d'algorithme quasi-newtonien' : l'algorithme de Levenberg-Marquardt
L'algorithme de Newton propose de remplacer le taux d'apprentissage α de la technique du gradient par la matrice hessienne $\nabla^2\mathcal{E}(\theta_k)$ de $\mathcal{E}$. On obtient ainsi l'itération :

$$\theta_{k+1} = \theta_k - (\nabla^2\mathcal{E}(\theta_k))^{-1}.\nabla\mathcal{E}(\theta_k)$$

où :

$$\nabla^2\mathcal{E}(\theta_k) = \left(\frac{\partial^2\mathcal{E}(\theta_k)}{\partial x_i \partial x_j}\right)_{i,j}$$

Cependant, cet algorithme souffre du calcul particulièrement long de la matrice hessienne. Pour palier à ce problème des algorithmes *« quasi-newtoniens »* ont été proposés. L'algorithme de Levenberg-Marquardt est un de ces algorithmes quasi-newtoniens et est en général plus rapide et plus fiable que les autres algorithmes de rétropropagation (Anctil *et al.*, 2004). Le principe en est d'approximer la méthode de Newton pour éviter le calcul de la matrice hessienne. L'approximation réalisée est la suivante :

$$\nabla^2\mathcal{E}(\theta_k) \approx J_k^t.J_k$$

où :

J_k est la matrice jacobienne de la fonction d'erreur :

$$\mathcal{E} : J_k(i) = \frac{\partial\mathcal{E}(\theta_k)}{\partial x_i} \text{ d'où : } \nabla\mathcal{E}(\theta_k) = J_k^t.\mathcal{E}(\theta_k)$$

Ce qui conduit à optimiser les paramètres du modèle selon les itérations :

$$\theta_{k+1} = \theta_k - [J_k^t.J_k + \mu_k.I]^{-1}.J_k^t.\mathcal{E}(\theta_k)$$

où :

I est la matrice identité

μ est un paramètre ajustable

La valeur de μ est diminuée quand la fonction d'erreur s'approche de zéro (on se rapproche de l'optimum). Dans ce cas, la technique s'apparente à la méthode Newton. Lorsque la fonction d'erreur est plus élevée, μ prend des valeurs plus fortes et l'algorithme se rapproche de celui de rétropropagation du gradient avec un taux d'apprentissage faible. Cet algorithme, intermédiaire entre la simplicité de la méthode du plus fort gradient et la rapidité de la méthode de convergence quadratique de Newton est 10 à 100 fois plus rapide que celui de la méthode du gradient. Il est également moins sensible aux optima locaux et aux conditions initiales car la recherche se fait en mettant à jour la direction des poids et dans toutes les directions (et non pas seulement dans celles des axes comme avec la méthode du gradient). A noter, dans la littérature, il est parfois fait mention de *« règle généralisée du delta »* (Jain & Indurthy, 2003) ou *« algorithme du gradient conjugué »* (Chang *et al.*, 2007).

B.5.2 Revue bibliographique

D'après Amari si le ratio nombre de données de calages / nb de paramètres est supérieurs à 300 le modèle ne peut pas être surcalé. Maier & Dandy (2000).

Avant de définir la méthodologie de mise en œuvres des RNA sur les bassins de la Loire supérieure, nous avons analysé – de manière non exhaustive! – les solutions qui ont été adoptées dans la littérature.

B.5.2.1 Le choix des RNA

a Le nombre de couches et le nombre de neurones

a.1 Le nombre de couches Hornik *et al.* (1989) ont montré qu'un RNA avec une seule couche cachée peut approximer n'importe qu'elle fonction bornée. Cependant certaines études utilisent malgré tout plus d'une couche cachée. Ceci est vérifié en pratique par Zealand *et al.* (1999) qui ont montré qu'il vaut mieux augmenter le nombre de neurones sur la couche cachée que d'ajouter une couche supplémentaire au réseau de neurones.

Parmi les études de cette revue, la quasi-totatilé utilisent des RNA à trois couches dont une cachée (notamment Anctil & Rat (2005); Chang *et al.* (2007); Coulibaly & Evora (2007); Abrahart *et al.* (2007) pour ne citer qu'eux). Jain & Indurthy (2003) comparent des RNA à une et deux couches cachées : une solution à deux couches est trouvée équivalente (voire légèrement meilleure selon certains critères) à une solution à une seule couche. Le fait d'ajouter une seconde couche ne dégrade donc pas forcément les résultats mais ne présente pas d'intérêt non plus.

a.2 Le nombre de neurones Le problème du choix du nombre de neurones sur la couche cachée peut être résumé ainsi :

« A network with too few neurons may not approximate different flows situations. A network that is too complex may fit the noise, not just the signal, causing over-fitting. This may lead to a network that performs very well for the training data set, but becomes unable to generalise to a new situation. » Shrestha *et al.* (2005)

Selon Minns & Hall (1996), le nombre convenable de neurones sur la couche cachée est à peu près la moitié du nombre d'entrées mais pour Coulibaly *et al.* (1999) le choix d'un modèle neuronal est indépendant du type de données, mais très dépendant de la complexité du phénomène ou du système considéré. Ils ajoutent de plus que *« Le choix du modèle adéquat*[1] *pour un problème donné demeure une question complexe. »*. Ce sont les seules estimations théoriques *a priori*que nous ayons trouvées. Un grand nombre d'études utilisent peu de neurones sur la couche cachée : Hsu *et al.* (1995); Campolo *et al.* (1999); Birikundavyi *et al.* (2002); Gaume & Gosset (2003); Kingston *et al.* (2005); Brath & Montanari (2000); Toth (2002). Dans l'étude de Brath *et al.* (2002), il apparaît que les meilleurs RNA[2] sont ceux qui ont un nombre moyen de neurones sur la couche d'entrée (6 à 12) et seulement un faible nombre de nœuds sur la couche cachée (2). Le meilleur modèle identifié est un RNA (8-2-6) – pour un horizon de 6 heures – mais il y a peu de différences avec des RNA dont le nombre de neurones d'entrée est plus faible (4) [ce qui correspond à l'évaluation réalisée par Minns & Hall (1996)], c'est-à-dire un RNA(4-2-X). En approche adaptative (calage seulement sur des événement passés récents (par exemple les 100 dernières heures observées...) les architectures les plus simples (2-2-X) semblent donner les meilleurs résultats. Abrahart *et al.* (2007) optimisent le nombre de neurones avec des algorithmes génétiques : en partant de 1 000 neurones sur la couche cachée avec 9 données d'entrée, les meilleures solutions trouvées comportent une seule couchée avec 6 neurones.

Mais on trouve également dans la littérature un nombre important d'études qui utilisent un nombre plus élevé de neurones sur la couche cachée : Anctil *et al.* (2004) de 9 à 18 neurones (4 données d'entrées), Coulibaly & Evora (2007) de 8 à 20 neurones (4 données d'entrées)... Lors de leur étude sur le nombre de couches (*cf.* ci-dessus), Jain & Indurthy (2003) font également varier le nombre de neurones sur chaque couche cachée entre 2 et 22 neurones (avec 10 données d'entrées). La meilleure solution à deux couches est celle pour laquelle il y a 12 neurones sur la

1. Le choix du nombre de neurones fait partie de ce problème plus large
2. Ces modèles sont utilisés comme modèles d'erreurs sur les simulations

première couche et 14 sur la seconde. La meilleure solution à une couche est celle comportant 20 neurones [1]. Il est également possible de citer, comme exemple de dimensionnement peu parcimonieux, l'étude de Maier & Dandy (1996) qui utilisent des RNA 141-90-30-1 et 51-45-15-1.

Toute conclusion objective sur le nombre de neurones à utiliser est par conséquent difficile à tirer. Il est donc nécessaire, afin de pouvoir dimensionner un réseau de neurones, soit d'avoir une opinion *a priori*sur la complexité du système et le niveau de parcimonie et de robustesse que l'on désire, soit de réaliser de longs tests empiriques, par essais-erreurs, afin d'optimiser la taille du RNA.

Toujours sur le choix du nombre de neurones – mais sans lien avec cette difficulté de fixer le nombre de neurones sur la couche cachée – il est possible de préciser ici que sur la couche de sortie, augmenter le nombre de neurones permet d'obtenir plusieurs échéances de prévision : par exemple, si le RNA comporte 5 neurones sur la couche de sortie, il est possible d'obtenir des prévisions pour des horizons de 1 à 5 heures (chaque neurone de sortie correspondant à une échéance de prévision).

b Choix de la structure et de l'architecture des RNA

b.1 Les perceptrons multi-couches à propagation avant

Les réseaux à propagation avant sont un type de réseau très utilisés en hydrologie : d'après la revue de Maier & Dandy (2000) sur 43 études utilisant des réseaux de neurones en sciences de l'eau, seulement 2 des 43 études n'utilisent pas les réseaux à propagation avant.

Parmi ceux-ci, les perceptrons multi-couches sont les plus utilisés. Ils portent ce nom, perceptrons multi-couches (« multilayer feedforward networks » ou « Multilayer perceptron » (MLP ou PMC en français)), car ils comportent un certain nombre de couches cachées entre les couches d'entrée et de sortie. Les modèles de perceptron multi-couches avec biais, comportant une couche cachée de fonction d'activation sigmoide et une couche de sortie avec une fonction d'activation linéaire sont de loin les RNA les plus utilisés [2] en sciences de l'eau (Coulibaly *et al.*, 2000; Maier & Dandy, 2000). Ils permettent en théorie de résoudre des problèmes fortement non linéaires. Les capacités des MLP pour les systèmes dynamiques peuvent être améliorées en utilisant des délais de temps (les données d'entrées sont alors fournies dans un certain ordre temporel).

Si on utilise un modèle à trois couches (une couche d'entrée, une couche cachée et une couche de sortie) avec une fonction d'activation sigmoide sur la couche cachée et une fonction linéaire sur la couche de sortie alors il est possible de calculer une somme pondérée des valeurs amont – *i.e.* des entrées du modèle ou des sorties de la couche précédente i, par exemple la couche d'entrée. Cette somme pondérée α_i des entrées du neurone j, est appelée « entrée nette » :

$$\alpha_j = \sum_{i=1}^{n} w_{ij} x_i + b_j \tag{B.9}$$

où :

- x_i : entrées du modèle ou sorties de la couche i
- w_{ij} : poids des connexions entre les neurones i de la couche amont (par exemple la couche d'entrée) et le neurone j de la couche aval (par exemple la couche cachée)
- b_j : biais du neurone de la couche j
- α_j : entrée nette liée au neurone j

Cette entrée nette est ensuite utilisée pour évaluer la sortie du neurone j et les propager vers le neurone de sortie k :

$$y_k = F\left(\sum_{j=1}^{h} w_{ij} G(\alpha_i) + b_k\right) \tag{B.10}$$

1. Pour mettre en perspective ces résultats, il est cependant indispensable de rappeler que cette évaluation n'est réalisée que sur une seule crue de 37 pas de temps !

2. Dans 95% des applications en prévision hydrologique, des réseaux non bouclés « feedforward » de type perceptron multi-couches ont été utilisés avec l'algorithme de rétro-propagation classique (Coulibaly *et al.*, 1999).

où :

w_{jk} : poids des connexions entre les neurones j de la couche cachée et le neurone de sortie k

$G(.)$: fonction tangente hyperbolique sigmoïde des neurones de la couche cachée j :

$$G(\alpha_i) = \frac{e^{\alpha_i} - e^{-\alpha_i}}{e^{\alpha_i} + e^{-\alpha_i}} \tag{B.11}$$

$F(.)$: fonction d'activation linéaire du neurone de sortie k

b_k : biais du neurone de sortie k

On peut noter au passage, que la fonction sigmoïde $S_c(x) = 1/(1+e^{-cx})$ avec $c \leq 0$, donne une réponse sur l"espace [0,1] alors que la tangente hyperbolique permet d'obtenir des réponse sur la surface [-1,1] ce qui a pour effet de mieux homogénéiser l'espace de recherche (Rennard, 2006).

b.2 Les autres structures Les modèles dynamiques récursifs ont montré qu'ils pouvaient être très efficaces pour la prévision des débits (Coulibaly *et al.*, 2001).

c Fonction d'activation Brath *et al.* (2002) s'appuie sur Kuligowski & Barros (1998) pour dire que la forme de la fonction d'activation n'est pas très importante du moment qu'elle est bornée et croissante. Cependant la propriété de dérivabilité de la fonction de transfert ne doit pas être négligée : le cas de fonctions non dérivables (par exemple, la fonction signe) peut poser des problèmes particuliers. Les fonctions d'activation les plus classiquement utilisées sont une fonction de transfert sigmoide pour les neurones de la couche cachée et une fonction linéaire sur la couche de sortie. (exemple d'études utilisant ces fonctions : Chang *et al.* (2007)). Mais d'autres fonctions peuvent être choisies, comme la fonction radiale de base (radial basis transfer function).

La logique bayésienne, dont le théorème de Cox-Jaynes formalise les questions d'apprentissage, fait intervenir aussi une fonction en S qui revient de façon récurrente : $ev(p) = 10\log(\frac{p}{1-p})$

B.5.2.2 Les applications des RNA

a Les différents types d'application des RNA D'après Dreyfus (1997), les domaines d'application des RNA sont très variés : la modélisation non linéaire de données statiques et l'approximation de fonctions, la modélisation non linéaire de processus dynamiques, la détection d'anomalies, l'optimisation, la reconnaissance de formes : classification et catégorisation, la commande de processus et le contrôle (par exemple en automatique), la prévision

b Les applications en hydrologie A partir de cette première revue interdisciplinaire, les applications hydrologiques vont être détaillées. Depuis les 15 dernières années, les RNA ont été utilisés sur des applications hydrologiques assez variées. La revue de Coulibaly *et al.* (1999) pour les applications dans le domaine hydrométéorologique des réseaux de neurones a été reprise et complétée :

- la classification des données hydrologiques (d'après Coulibaly & Evora (2007)) ;
- la prévision des débits de rivières (crues et étiages)
- l'évaluation et la prévision de la qualité de l'eau
- la prévision de la consommation d'eau : il s'agit des premières applications dans le domaine des sciences de l'eau. Il est possible de citer Daniell (1991); Zhang *et al.* (1994); Cubero (1991).
- l'estimation des précipitations
- la prévision des apports annuels aux réservoirs d'irrigation ou de production hydroélectrique
- combler les lacunes de données météorologiques (Coulibaly & Evora, 2007)
- la régionalisation des paramètres d'un modèle hydrologique (SWAT) (Heuvelmans *et al.*, 2006)
- la prévision des pluies futures à court-terme à utiliser en entrée d'un modèle pluie-débit (Brath *et al.*, 2002).
- la mise à jour des prévisions de débits fournies par un modèle hydrologique (Brath *et al.*, 2002)

B.5.2.3 Le choix de la stratégie de mise en œuvre

Maier & Dandy (2000) rappellent qu'il est vital d'adopter des approches systématiques dans le développement des RNA prenant en compte des facteurs tels que le pré-traitement des données, la détermination d'une architecture convenable et des entrées adéquates pour le modèle, l'estimation des paramètres et la validation des modèles. Ainsi qu'une sélection attentive du nombre de paramètres internes au modèle.

> *« no general guidelines exist for the identification of ANN structure for specific applications »*, Chang *et al.* (2007).

a Les données

a.1 Comment les données d'entrée sont elles choisies ? Maier & Dandy (2000) soulignent le manque de méthodologie pour déterminer les jeux d'entrée ce qui fait naître des doutes à propos de l'optimalitée des jeux utilisées. Ils identifient cinq métodes :

les méthodes reposant sur la connaissance a priori du système

les méthodes basées sur une corrélation croisée linéaire Cette méthode est surtout utilisée quand la relation entre les entrées et les sorties n'est pas bien comprise. L'inconvénient est que la corrélation croisée n'est capable de détecter que des dépendances linéaires alors qu'il peut en exister des non linéaires et que, en conséquent, on peut ometrre des données importances reliées aux sorties de manière non linéaire (Maier & Dandy, 1997; Coulibaly *et al.*, 2000).

les méthodes utilisant une approche heuristique . Il existe deux méthodes pas à pas.

- forward selection : cette méthode consiste à choisir la meilleure donnée d'entrée seule puis la meilleure seconde, etc..
- backward selection : cette méthode consiste à partir de l'ensemble des données d'entrées et d'effacer au fur et à mesure celles qui réduisent les performances

Le principal inconvénient de ces méthodes pas à pas est que comme elles sont basées sur des méthodes d'essais-erreurs, il n'y a aucune garantie de trouver le meilleur optimum global. L'autre inconvénient est qu'elles sont couteuses en temps de calcul.

les méthodes utilisant la connaissance contenue dans les RNA entrainés Les analyses de sensibilités sont les méthodes les plus utilisées pour extraire de l'information des RNA. (Maier & Dandy, 1996, 1997, 1998)

les méthodes utilisant différentes combinaisons des quatres approches précédentes

D'après Bowden *et al.* (2005), en général, les utilisateurs de RNA proposent au RNA un large jeu de données et comptent sur le réseau pour identifier les données d'entrées critiques pour le modèle. Les considéraions associées avec cette approche sont les suivantes :

- quand les données d'entrées des modèles augmentent la complexité computationnelle et la mémoire nécessaire du modèle augmente ;
- l'apprentissage devient plus difficile avec des données non appropriées ;
- des extremums locaux et une faible précision du modèle peuvent résulter de l'inclusion, parmi les données, de données inappropriées ce qui a pour effet d'accroître le nombre d'extremum locaux présents sur la surface d'erreur ;
- la compréhension des modèles complexes est plus difficile que celle de modèles simples
- Ces modèles simples, plus compréhensibles, donnent souvent des résultats équivalents ;
- quelques types de RNA à nombre important de neurones sur la couche cachée et avec beaucoup de données non appropriées peuvent se comporter bien et commencer à se dégrader à partir du moment où le réseau utilise toutes ses ressources pour représenter la relation entrée-sortie.
- Des réseaux avec un nombre de neurones plus faible qui leur permet de se concentrer plus efficacement sur les régions importantes de l'espace des entrées, nécessitent davantage de données pour estimer de manière efficace les poids de connexion quand des données inappropriées sont inclues dans le jeu de données d'entrée.

a.2 La nature et le nombre des données d'entrée Plusieurs auteurs notent que le fait d'utiliser un certain type de données peuvent rendre sous-optimal un réseau de neurones : Anctil & Rat (2005) le remarquent pour la prise en compte de données d'ETP ; de Vos & Rientjes (2005) le remarquent pour le fait de prendre en compte le dernier débit ce qui introduit un fort terme d'auto-corrélation (d'ailleurs c'est probablement pour cela que Anctil & Rat (2005) notent que le fait de prendre en compte des variations de débits plutôt que les débits peut donner des résultats meilleurs (leur interprétation est que étant donné que les RNA ont du mal à reconstituer des valeurs plus fortes que celles avec lesquelles ils ont été calés, en utilisant des variations de débits, ces valeurs fortes ont davantage de chance de faire partie du jeu de calage).

Il a été montré que les RNA ne sont pas bons lorsqu'on leur fournit uniquement les pluies en données d'entrée (Minns & Hall, 1996; Campolo *et al.*, 1999) notamment car la relation entre les pluies et les débits n'est pas bijective : par exemple, les mêmes données de pluies nulles peuvent correspondre au débit de base du bassin ou à la fin d'une montée de crue ou à une récession de crue.

Heuvelmans *et al.* (2006) utilisent pour la régionalisation des paramètres 4 données d'entrée et 3 nœuds sur la couche cachée afin de ne pas surparamétrer leur modèle pour la régionalisation des paramètres d'un modèle hydrologique. Pour Chang *et al.* (2007), le temps de concentration du bassin est inférieur à 3 heures. Ils utilisent donc en données d'entrée, les informations au temps t, au temps $t-1$ et au temps $t-2$ et les prévisions multi-échéances concernent $t+1$ à $t+4$. Jain & Indurthy (2003) utilisent 10 données d'entrées car leur bassin réagit en 8 pas de temps : 9 données de pluies P_{t-8} à P_t et 1 donnée de débit Q_{t-1}. Bowden *et al.* (2005) font une étude sur le nombre d'entrées nécessaires pour les RNA en hydrologie. Anctil *et al.* (2004) utilisent le denier débit observé et les 3 dernières pluies au pas de temps journalier pour un bassin de temps de concentration environ 3 jours. L'ETP n'améliore pas les performances du modèle. Ces auteurs trouvent un nombre de neurones optimal sur la couche cachée à 16 (mais 9 et 18 marchent bien aussi) avec 4 données d'entrées : 1 débit et 3 pluies ; 24 ans de période de calage, puis ils essaient de les caler sur 1, 3, 5 ,9 ou 15 ans. Coulibaly & Evora (2007) déterminent le nombre de neurones sur la couche cachée par essais-erreurs. Ils utilisent des MLPs 4-20-1, 4-16-1 et 4-8-1 pour reconstituer des données manquantes de températures et de précipitations journalières. Chang *et al.* (2007) déterminent le nombre de neurones sur la couche cachée par essais-erreurs. Ils font varier le nombre de neurones de 1 à 12. Jain & Indurthy (2003) utilisent à la fois la physique du bassin pour le nombre de données d'entrée (temps de concentration pour la pluie, par exemple) et une méthode d'essais-erreurs pour déterminer le nombre de neurones à mettre sur la ou les couches cachées. Dans l'étude de Brath *et al.* (2002), il apparaît qu'en ce qui concerne le modèle d'erreur sur les simulations, les meilleures RNA sont ceux qui ont un nombre moyen de neurones sur la couche d'entrée (6 à 12) et seulement un faible nombre de nœud sur la couche cachée (2). Le meilleur identifié est un RNA (8-2-6) pour un horizon de 6 heures mais il y a peu de différences avec des RNA dont le nombre de neurones d'entrée est plus faible (4) [ce qui correspond à l'évaluation réalisée par Minns & Hall (1996)], c'est-à-dire un RNA(4-2-X). En approche adaptative (calage seulement sur des événement passés récents (par exemple les 100 dernières heures observées...) les architectures les plus simples (2-2-X) semblent donner les meilleurs résultats. Abrahart *et al.* (2007) utilisent pour prévoir les débits à t+6 h (*resp. à 24 h*), les 3 stations de débits amont à un instant antérieur à t, t et t-6 (*resp. t, t et t*), les 5 stations de pluies à t-24 pour 4 d'entre elles et t-30 pour la dernière (*resp. t-6 pour les 4 et t-12 pour la dernière*) et la station à prévoir à t. Selon Maier & Dandy (1996), un choix judicieux de l'ensemble d'apprentissage permet de réduire la taille du réseau et d'améliorer sa performance (ils passent d'un RNA (141, 90, 30, 1) avec 135 min de temps d'apprentissage et 7.5% d'erreur moyenne absolue à un RNA(51, 45, 15, 1) avec 30 min de temps d'apprentissage et un pourcentage de 6.5%.

a.3 Le pré-traitement des données Chang *et al.* (2007) normalisent les données de débits dans la gamme [0.1,0.8] afin que cette gamme permette des prévisions de débits plus fortes que celles utilisées lors de la phase de calage.

Les données d'entrées sont normalisées dans la gamme [0,1] ou [-1,1] Dawson et al. (2002, cité par Shrestha 2005, HESS, 6 619-626) et Imrie et al (2000, cité par Shrestha 2005, JOH 233 138-153) ont montré que si on fait un changement d'échelle des données dans le gamme [0.1, 0.9] ou [0.2,0.8], permet de mieux améliorer la généralisation moyenne des ANNs (i.e. le fait d'aller dans de événements au dela des données de calage).

b Le calage des modèles Le calage des RNA s'appuie au départ sur un tirage de valeurs aléatoires : deux calages successifs n'aboutiront donc pas toujours au même optimum, et même, il est très rare d'aboutir au même optimum. Si on répète plusieurs fois des calages, on aura donc des valeurs de paramètres (poids et biais) et de critères qui vont changer. C'est ce qui explique des méthodologies de calage particulière pour les réseaux de neurones.

Nous avons identifié dans la littérature, deux méthodologies particulièrement intéressantes nécessitant chacune une division en 3 des séries de données.

La première, et la plus utilisée, consiste à caler le RNA sur la première période tout en validant simultanément sur la seconde période. Le critère d'arrêt de l'optimisation est défini comme le moment à partir duquel les performances commencent à décroître en validation sur la deuxième période. Le modèle est ensuite utilisée en *« vraie »* validation sur la troisième période.

La seconde stratégie consiste à répéter un certain nombre de fois des calages sur la première période (k fois). Chaque réseau calé, est ensuite utilisé en validation sur la seconde période. Le modèle le plus performant en validation sur la seconde période est ensuite sélectionné pour être utilisé en contrôle sur la troisième période.

c Les critères d'évaluation Les critères d'évaluation des réseaux de neurones artificiels sont des critères d'évaluation classiques telles que la persistance (Anctil & Rat, 2005; Gaume & Gosset, 2003), la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne Chang *et al.* (2007) le critère de Nash & Sutcliffe (1970) avec une référence (*cf.* Seibert (2001)), l'erreur moyenne absolue (Coulibaly & Evora, 2007), etc. Jain & Indurthy (2003) proposent des critères spécifiques à l'évaluation des modélisations des crues.

B.5.3 Méthodologie

Avant d'entamer la présentation de ce travail, un avertissement est indispensable : les scientifiques utilisant les réseaux de neurones artificiels appartiennent à une véritable communauté, la communauté des connexionnistes – communauté dont nous ne faisons pas partie. Nous avons cependant essayé d'utiliser ces outils pour la prévision des débits sur les bassins de la Loire supérieure le plus proprement possible ; mais certainement sans l'expérience de l'expert connexionniste[1] *– ou dans le domaine de l'hydrologie, de l'expert* « neurohydrologue » *(Abrahart, 1999). Les mises en œuvre et résultats de cette partie correspondent donc à ce qu'un utilisateur non spécialiste des réseaux de neurones peut en faire ou en tirer.*

Pour définir la méthodologie de mise en œuvre des RNA sur les bassins de la Loire supérieure, nous avons basé nos choix sur une analyse préalable – et non exhaustive – de la littérature (*cf.* B.5.2 page 449) à laquelle le lecteur pourra se référer. Seuls les choix issus de cette analyse préalable sont présentés dans ce qui suit.

B.5.3.1 Les données d'entrée

Les données utilisées sont celles présentées en 5.1.2 page 94, c'est-à-dire la totalité de la période d'étude de chacun des bassins[2] divisée en 3 périodes de longueurs similaires. Les données utilisées sont des pluies et des débits. Nous n'avons pas pris en compte les données d'*ETP* car plusieurs études montrent que cela n'apporte rien aux résultats des RNA, voire les dégrade (). Dans la littérature, plusieurs études préfèrent, dans le cas d'une prévision à plusieurs pas de temps, changer le pas de temps (par exemple dans le cas d'une prévision à 4 heures, agréger ou moyenner des données horaires sur 4 heures), afin de ne faire des prévisions qu'à un seul pas de temps. Pour notre part, quel que soit l'horizon de prévision concerné, nous avons continué à utiliser des données horaires ce qui nous permet de conserver dans les données des variabilités, des intensités ou des maxima plus importants ou plus proches des valeurs observées. Ce choix soulève deux difficultés. La première est qu'il est *a priori*plus difficile de prévoir un débit horaire qu'un débit bi ou quadri horaire car le premier est plus variable que le second. La deuxième difficulté est que faire une prévision à un pas de temps est en général plus facile que de réaliser une prévision à 2 ou à 4 pas de temps en raison de la décroissance de l'autocorrélation des données quand le nombre de pas de temps augmente.

Pour évaluer le nombre de données d'entrées, plusieurs méthodes existent. Elles sont décrites en a.1 (page 452). Nous avons choisi de conserver le nombre et la nature des entrées utilisées pour les modèles linéaires (*cf.* a page 430). Cette méthode correspondait, parmi les méthodes décrites, à une combinaison des méthodes reposant sur la connaissance a priori du système et sur la corrélation croisée linéaire.

B.5.3.2 Le choix des réseaux de neurones artificiels

Le choix de l'architecture et de la taille des RNA est une difficulté soulevée de nombreuses fois dans la littérature (). Plusieurs stratégies de choix existent... aboutissant à des résultats très différents. S'il semble y avoir un consensus sur un nombre de couches cachées limité à une couche[3] et sur le choix d'un seul neurone sur la couche de sortie, le nombre de neurones sur la couche cachée – ainsi que le nombre de neurones de la couche d'entrée, lié au nombre d'entrées – varie lui très largement dans la littérature (de 1 (DeSilets *et al.*, 1992) à plus d'une centaine (Maier & Dandy, 1997; French *et al.*, 1992)). La démarche sous-jacente à ce travail consiste à utiliser et évaluer des outils simples. Il nous parait plus donc judicieux de commencer par des solutions simples et à les complexifier au fur et à mesure, si cela est nécessaire et justifié. Un faible nombre de neurones sur la couche cachée nous semble donc un point de départ préférable. En général, les neurones de la couche cachée ont une fonction d'activation non linéaire (sigmoïde) et celui de la couche de sortie une fonction d'activation linéaire : nous avons conservé ce choix. Au niveau de la structure du

1. Et la lecture de Maier & Dandy (2000) confirme que même certains travaux réalisés, par des chercheurs sensés avoir cette expérience, rencontrent des difficultés lors de l'utilisation des RNA (différentes étapes de la mise en œuvre, différents choix à réaliser, mauvaises utilisations, etc.)

2. La totalité pour 9 des 11 bassins ; uniquement la période la plus récente (depuis 1991) pour Vaubarlet ; et toute la période moins les presque deux ans de lacunes à Chadrac en 1996-1998.

3. il a été montré de manière théorique (Hornik *et al.*, 1989) puis empirique (Zealand *et al.*, 1999) qu'il vaut mieux augmenter le nombre de neurones sur une couche cachée que d'augmenter le nombre de couches cachées

réseau, c'est-à-dire le type de connexions entre les neurones, jusqu'au début des années 2000, des réseaux à propagation avant *« feedforward »* étaient quasiment exclusivement utilisés [1]. Il existe donc un très grand nombre de publications sur ce type de réseaux, et c'est celui que nous avons utilisé.

B.5.3.3 Calibration et évaluation

a Mise en œuvre

a.1 La technique de validation croisée Pour la mise en œuvre de RNA une technique largement utilisée dans la littérature – mais parfois également critiquée (*cf.* Maier & Dandy (2000)) – est celle de la *« validation croisée »* [2]. Cette technique consiste à utiliser lors du calage des modèles, une évaluation sur un autre jeu de données pour décider quand arrêter le calage. Il devient donc nécessaire de diviser le jeu de données total en 3 sous échantillons : le premier étant le jeu d'apprentissage (*training set*), le second permettent de choisir quand arrêter l'optimisation (*testing set*), le dernier servant à évaluer le modèle (*validation set*). Le but affiché de cette technique est de ne pas sur/sous caler les RNA. Il faut savoir que des RNA aux performances très proches en calage peuvent produire des résultats très différents lors de l'application sur d'autres périodes – et notamment assez régulièrement de très mauvais résultats. Utiliser la technique de validation croisée permet donc en même temps de s'assurer que le modèle ne produit pas de résultats aberrants sur au moins un jeu de données extérieurs (mais pas complètement puisque la fin du calage en dépend) à celui du calage.
Cette technique semble assez *« magique »*. Au delà du caractère naïf de cette dernière remarque, il faut quand même s'interroger sur les fondements de cette méthode : pourquoi devrait-elle être préférable à une autre manière de mettre en œuvre les RNA? et pour quelle(s) raison(s) devrait-elle permettre d'isoler un *« meilleur »* réseaux de neurones ? Une des raisons pourrait être que si un modèle n'est pas surcalé pour une période (ce qui est vérifié sur la seconde période lors du calage) alors il a davantage de chances de ne pas l'être pour une tierce période.

a.2 Les techniques utilisées dans cette étude La méthodologie utilisée dans cette étude est la suivante. Un nombre k de RNA sont calés selon une procédure identique sur une première période. Ils sont ensuite utilisés en simulation sur une seconde et une troisième période. Les modèles sont ensuite évalués différemment selon la situation. La **première situation** consiste à observer, comparer, les résultats sur les deux périodes de validations pour l'ensemble des RNA calés sur la première période. Ceci devrait permettre de voir la variabilité des résultats obtenus avec ces outils. La **seconde situation** consiste à choisir le meilleur RNA sur la période de calage et à l'évaluer sur les deux autres périodes. La **dernière situation** consiste à essayer de reproduire après le calage , la technique de validation croisée : parmi l'ensemble des réseaux calés sur la première période, celui fournissant les meilleurs résultats sur la seconde période (période de sélection) est choisi et évalué sur la période restante – fournissant les meilleurs résultats sur la première période de contrôle, il a, comme dans le cas d'un arrêt de calage prématuré, moins de chance d'être surcalé, sauf qu'ici il s'agit d'un choix après calage. Ce dernier type d'évaluation est celui proposé par Gaume & Gosset (2003). Quel que soit le mode d'évaluation choisi (les 3 situations), les RNA sont donc évalués sur une *« vraie »* période de validation. Cette dernière assertion fait référence à un reproche qui est souvent adressé aux études comportant des RNA où on ne sait plus trop si les modèles sont utilisés en calibration ou en validation (de nombreuses études dont Maier & Dandy (2000)).

b Calage Le calage est réalisé de la manière suivante : une technique de rétropropagation est utilisée avec l'algorithme de Levenberg-Marquardt. Il s'agit d'une technique d'optimisation non-linéaire du second-ordre qui est en général

1. Depuis, des réseaux récurrents ont également été utilisés, en particulier pour la prévision et avec plus ou moins de succès *cf.* B.5.2 page 449

2. Le terme *« validation croisée »* revient à différentes étapes de ce manuscrit : (i) pour décrire le *« Split Sample Test »* (dans ce cas nous avons conservé ce terme afin d'éviter toute confusion) ; (ii) dans ce chapitre comme technique de calage/choix des RNA et dans la partie III comme technique de vérification des choix des outils géostatistiques. Dans les deux derniers cas, nous avons gardé le terme *« validation croisée »* car c'est le terme consacré, et le seul que l'on trouve dans la littérature

plus rapide et plus fiable que d'autres algorithmes de rétro-propagation [1] (Anctil *et al.*, 2004) et est assez couramment utilisée). Le critère d'optimisation est la moyenne des erreurs au carré (MSE) et le critère d'arrêt de l'optimisation dépend soit de la valeur de ce critère (en dessous d'un seuil donné), soit de son taux de décroissance (la pente est inférieure à un seuil donné), soit d'un nombre maximal d'itérations atteint si aucun des seuils précédent n'est atteint. Les valeurs choisies pour ces seuils sont 10^{-x} pour la valeur de MSE, 10^{-x} pour la valeur de la pente et 500 pour le nombre d'itérations maximales. Ces valeurs semblent cohérentes avec les rares données trouvées dans la littérature.

c Critères Les *critères* utilisés sont les suivants : l'erreur quadratique moyenne [**MSE**] sur laquelle sont calés les RNA, l'erreur moyenne absolue [**MAE**], l'efficience de Nash & Sutcliffe (1970) [**NSE**] qui est MSE rapportée à la variance de la série, la persistence sur les débits à un horizon de prévision *i* donné [**PSi**], et la persistence sur les variations de débits pour ce même horizon de prévision [**NDi**]. Ces critères sont les mêmes que ceux utilisés pour l'évaluation des modèles linéaires et sont détaillés dans la section.

B.5.3.4 Synthèse

Ainsi, les caractéristiques des réseaux de neurones que nous avons utilisés et de leur mise en œuvre sont les suivantes [2] :

- un réseau à propagation avant à apprentissage rétro propagé, c'est-à-dire un « feedforward [3] backpropagation [4] network»
- une fonction d'apprentissage : « Levenberg-Marquardt backpropagation » qui est associée à la méthode d'optimisation locale du gradient le plus élevé.
- deux types de fonctions de transfert : une fonction en log-sigmoide pour les neurones de la couche cachée et une fonction linéaire pour les neurones de la couche de sortie.
- une fonction objectif de calage : l'erreur quadratique moyenne qui permet de prendre en compte les erreurs les plus fortes « MSE » (mean square error)
- des données d'entrées divisées en 3 périodes : le réseau est calé sur la première période, choisi sur la seconde, et évalué sur la troisième ;
- un nombre de données d'entrées identique à celui des modèles linéaires ; des données au pas de temps horaire.
- plusieurs fonctions d'évaluation des performances.

1. Les équations sont détaillés dans cet article en annexe.
2. Les réseaux de neurones artificiels ont été implémentés sous Matlab (Mathworks)
3. *feedforward* signifie que l'on n'a pas autorisé de feedback (rétroaction) entre les neurones
4. *backpropagation* désigne le mode d'apprentissage du réseau: c'est l'algorithme le plus utilisé en prévision [RIO2 (2004)]

B.5.4 Présentation des résultats

Dans cette partie différents tests parfois très proches ont été menés afin de mieux comprendre comment utiliser les RNA et quel type d'information ils peuvent permettent de produire. Les différents tests réalisés sont (i) l'influence du nombre de neurones sur la couche cachée, (ii) les apports et limites de la technique de validation croisée (iii) une évaluation des performances des RNA pour l'ensemble des bassins.

B.5.4.1 Test sur le nombre de neurones cachés

a Présentation Les caractéristiques des RNA utilisés ont été décrites dans la partie précédente. Le premier test mené ici consiste à faire varier le nombre de neurones sur la couche cachée. Si, de manière générale, nous pensons avec différents auteurs qu'une qualité des modèles est la parcimonie, nous n'avons pas d'idée *a priori*sur le nombre de neurones cachés à utiliser. Et la littérature n'est pas d'un grand secours à ce sujet, les solutions proposées variant énormément. Nous avons donc commencé par utiliser les RNA avec peu de neurones cachées. Ce nombre a ensuite été augmenté progressivement. Ce test n'a pas encore pour objet de vraiment évaluer les RNA mais bien de les dimensionner pour les données qui ont été choisies et les caractéristiques des bassins sur lesquels nous travaillons. Dans ce premier test, simplifié le nombre de neurones varie de 1 à 4, et le nombre de RNA testés est de 10.

b Résultats Sur les figures FIG.B.12 et B.13 pages 459 et 460 sont représentés les performances moyennes (histogrammes), minimales et maximales (barres d'erreurs) pour 10 réseaux de neurones comportant de 1 à 4 neurones sur la couche cachée. Le graphique du haut montre les performances (NSE) en calage sur la sous période 1, celui du milieu celles en contrôle sur la sous période 2 et celui du bas celles en contrôle sur la sous période 3.

Les résultats en **calage** permettent de constater que plus le nombre n de neurones sur la couche cachée augmente meilleures sont les performances [1] – notamment les performances maximales (haut des barres d'erreurs). Ceci est assez rassurant dans le sens où cela permet de vérifier que la procédure de calage telle qu'elle a été définie permet de trouver des optimums supposés globaux, et qu'un nombre de 10 essais n'est pas insuffisant pour trouver de tels calages.

En **contrôle**, l'évolution croissante des performances avec le nombre de neurones sur la couche cachée n'est pas aussi claire. Les résultats moyens (histogrammes) se dégradent assez fortement en général pour n un peu élevé. Le cas de Cros de Géorand est particulièrement marquant mais il n'est pas isolé et on retrouve cela également sur d'autres bassins par exemple à Rieutord et à Coubon pour les prévisions à une heure (mais aussi selon la période et le nombre de neurones à Besseyre, aux pandraux, à Goudet, à Chadrac). L'évolution de ces résultats moyens traduit le fait que lorsque la dimension de l'espace des paramètres augmente (augmenter d'un neurone sur la couche cachée revient à ajouter $k+1$ paramètres où k est le nombre de données d'entrées), il devient de plus en plus difficile de trouver des jeux de paramètres robustes, et un certain nombre de réseaux sont visiblement sur ou mal calés. Il est également possible de noter que, si on arrive parfois à trouver au cours des 10 calages au moins un réseau dont les performances (performance maximale) dépassent les performances des réseaux ayant moins de paramètres (par exemple les performances du réseau à 3 neurones dépassent celles de celui à 2 neurones), ce n'est pas du tout systématique en contrôle, ce qui inciterait à dire que 10 calages successifs ne sont pas suffisants pour isoler au moins un réseau à $n+1$ neurones cachées qui soit supérieur au meilleur RNA comportant n neurones.

c Synthèse Cette étude a testé l'influence du nombre de neurones cachés sur les performances des RNA. Il apparaît logiquement que plus le nombre de neurones sur la couche cachée augmente, meilleurs sont les résultats en calage. Mais en même temps avec ce nombre de neurones croissant, des surcalages, ou des situations soupçonnées en être, apparaissent : bons résultats en calage mais mauvais en contrôle. En contrôle, il semblerait donc que lorsque le nombre de neurones augmente, la solution optimale puisse être plus performante mais aussi plus difficile à trouver. Nous allons voir dans la partie suivante si une technique de validation croisée peut permettre de trouver ces solutions optimales.

1. Les seules fois où cela n'est pas vrai sont les réseaux à 4 neurones sur la couche cachée à Besseyre et à Chambon pour une prévision à 1 heure, et les solutions à 4 neurones à Besseyre, et à 3 et 4 neurones à Bas-en-Basset pour la prévision à 3 heures.

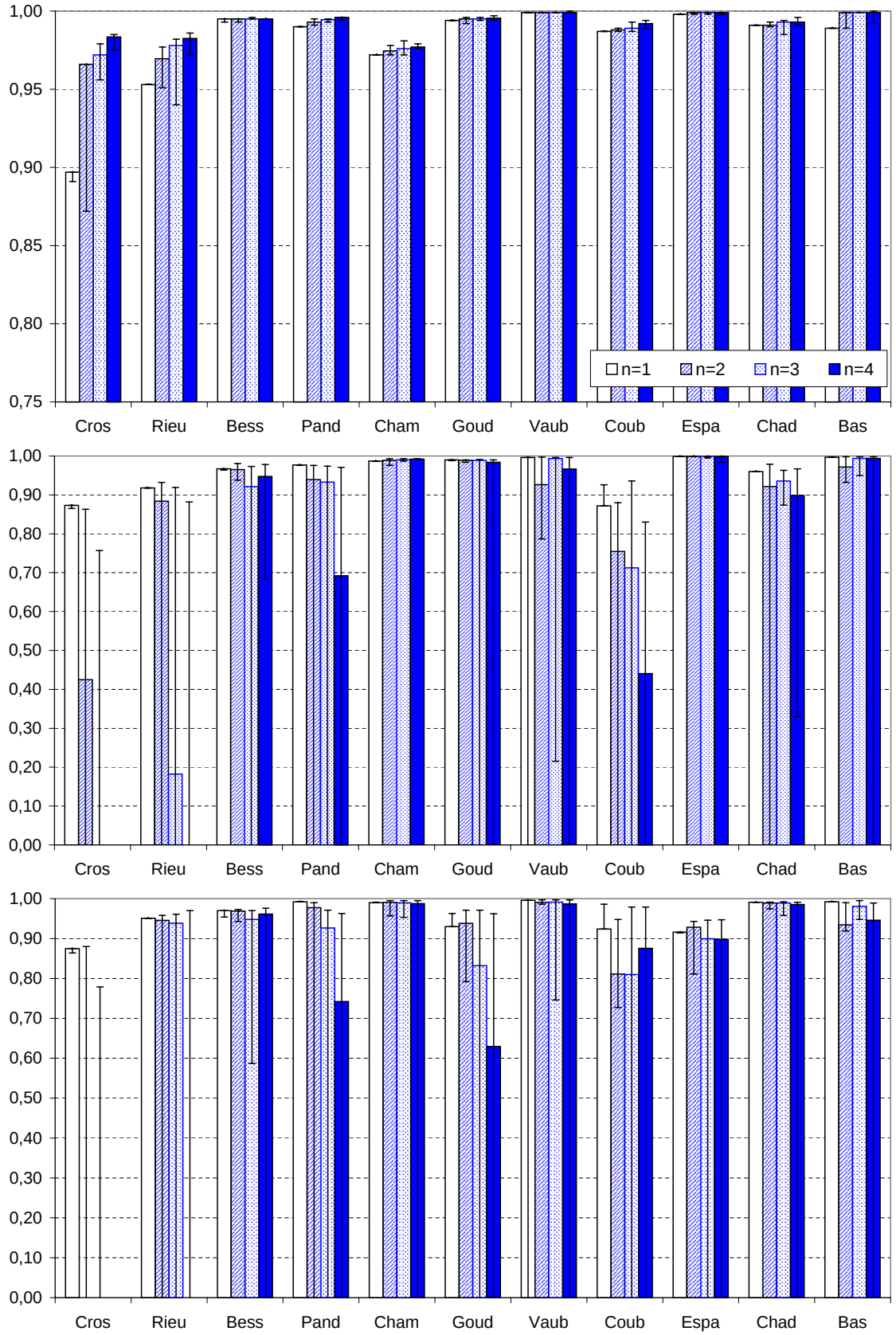


FIG. B.12 – *Résultats en prévision à 1 heure (avec les pluies futures parfaitement connues) sur l'ensemble des bassins. Les résultats présentés correspondent à la moyenne des performances sur 10 RNA et les barres d'erreurs les minima et maxima pour ces 10 RNA. (haut=calage, milieu=contrôle1, bas=contrôle2).*

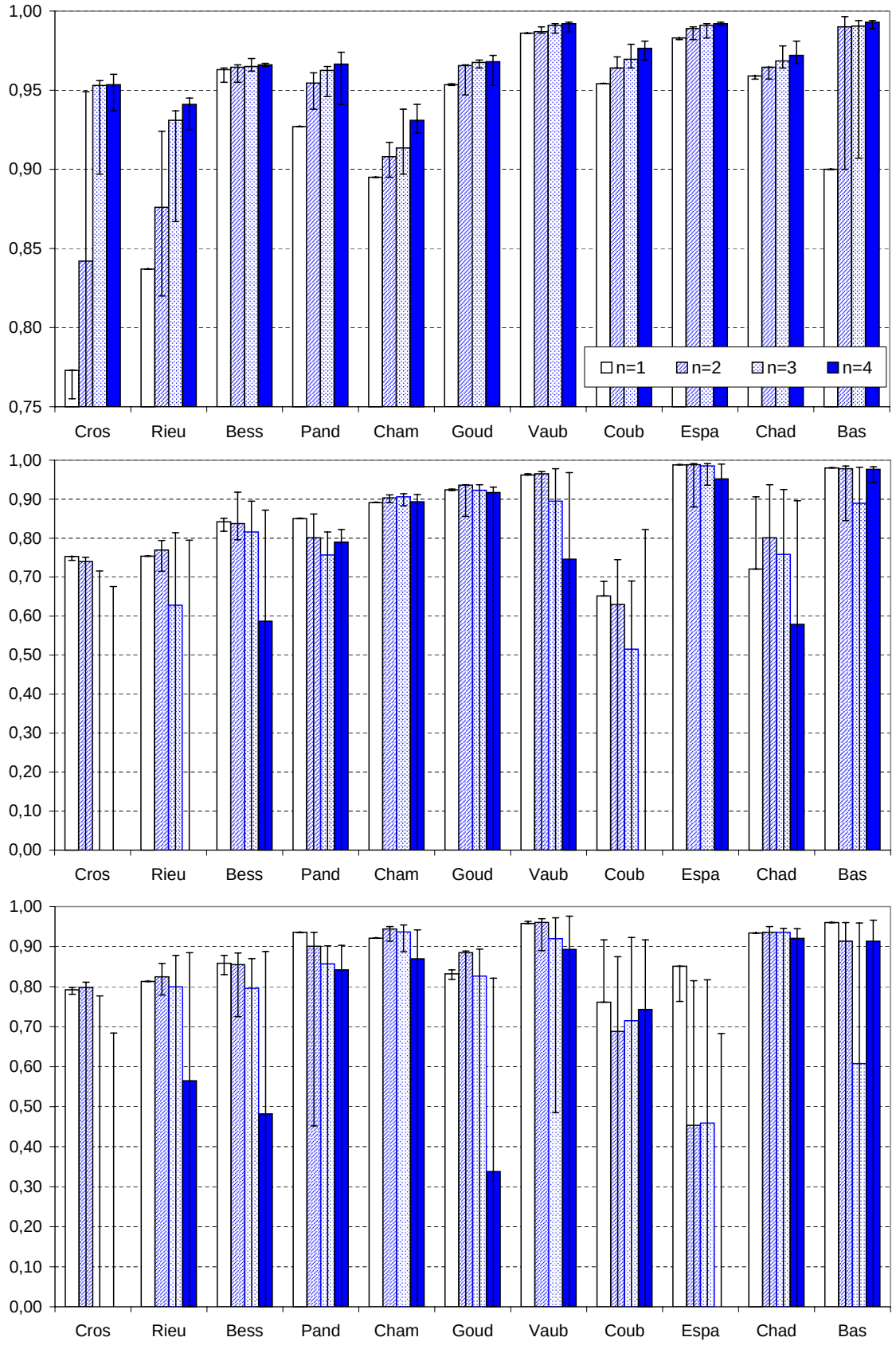


FIG. B.13 – *Résultats en prévision à 3 heures (avec les pluies futures parfaitement connues) sur l'ensemble des bassins. Les résultats présentés correspondent à la moyenne des performances sur 10 RNA et les barres d'erreurs les minima et maxima pour ces 10 RNA. (haut=calage, milieu=contrôle1, bas=contrôle2).*

B.5.4.2 Intérêts et limites de la technique de validation croisée proposée

a Présentation La technique de validation croisée a été présentée en B.5.3.3 page 456. Nous rappelons juste ici, que nous nous sommes basés sur son principe mais que nous l'avons utilisée un peu différemment : au lieu de l'employer pour arrêter le calage d'un unique RNA, nous nous en servons pour choisir parmi des RNA déjà calés, celui (ou ceux) qui semblent les meilleurs.

b Résultats Dix réseaux de neurones ont été calés sur une première période puis utilisé en contrôle sur la troisième période. Le graphique le plus en haut de la figure FIG.B.14 représente les résultats en critère NSE obtenus sur la période 3 en prévision à 1 heure avec une connaissance parfaite de la pluie future : les histogrammes représentent les résultats médians et les barres d'erreurs les résultats maximaux et minimaux pour chacun des bassins et de 1 à 4 neurones sur la couche cachée. Le graphique du dessous permet de visualiser parmi ces résultats ceux du modèle qui est choisi en validation croisé (calage sur la période 1, sélection sur la période 2 et évaluation (ce graphique) sur la période 3). Les deux graphiques du bas, représentent le même type d'information mais en prévision à 3 heures toujours avec une hypothèse de connaissance parfaite de la pluie future.

Dans plusieurs des cas, la technique de validation croisée (ou plutôt de sélection croisée) permet d'isoler le meilleur réseau – ou sinon le meilleur réseau, du moins un réseau relativement proche des performances maximales sur la période et pour le nombre de neurones donné. C'est notamment le cas sur l'exemple de prévision à 1 heure pour les bassins de Rieutord, à Besseyre, aux Pandraux, au Chambon, à Vaubarlet, à Chadrac. En prévision à 3 heures, c'est le cas pour les bassins de Cros de Géorand, de Rieutord, à Besseyre, au Chambon-sur-Lignon, à Goudet, à Vaubarlet. Comme les performances obtenues avec cette validation croisée sont en moyenne meilleures que les performances obtenues avec les résultats médians, l'utilisation de cette technique est intéressante par rapport au choix au hasard d'un RNA à évaluer. Cependant, cette technique ne permet pas de trouver *« à coup sûr »* le bon réseau. Deux cas se présentent alors. Dans le meilleur des cas, le réseau isolé par la validation croisée est légèrement moins bon (exemple de la prévision à 3 heures avec des réseaux à 2 et 3 neurones pour Pandraux). Des performancess médiocres peuvent également être obtenus (exemple de la prévision à 3 h avec un réseau à 3 neurones pour Coubon, ou un réseau à 2 neurones pour Bas-en-Basset).

Nous avons vu dans la partie I que le réseau pluviométrique s'est densifié de manière assez critique au fil des ans, et que la résolution temporelle des données de débit s'est également améliorée les dernières années de la période d'étude. Nous avons donc chercher à évaluer si le choix des périodes de calages-contrôle-validation a un impact sur les performances et la capacité à identifier le *« bon »* réseau. Pour chaque bassin, toutes les possibilités de calage-sélection-évaluation ont été testées : calage sur la période 1, sélection sur la période 2 et évaluation sur la période 3 ; puis calage sur la période 1, sélection sur la période 3 et sélection sur la période 2, etc. Nous avons ensuite calculé l'écart entre les performances du meilleur RNA pour une période donnée et chacun des RNA sélectionné par validation croisée et évalué sur cette période. Ces écarts ont été tracés pour différents horizons de prévisions et pour des RNA à 1 seul neurone caché. La figure FIG.B.15 représente cet écart pour le bassin de Bas-en-Basset. Il apparaît – et c'est le cas en particulier à Bas-en-Basset – que le choix des périodes a peu d'impact sur la capacité ou non à trouver ou approcher les meilleurs performances sur la période d'évaluation.

Pour permettre de synthétiser les informations de la figure FIG.B.14, nous avons comparé, dans la figure FIG.B.16, les performances obtenues avec les modèles identifiés par la technique de validation croisée à celles d'autres modèles. La première comparaison, pour laquelle on compare les performances (NSE) obtenues par le modèle identifié par validation croisée et celles obtenues par le modèle qui aurait été choisi en se basant uniquement sur les performances en calage montre l'intérêt de la validation croisée : dans le cas d'un seul neurone sur la couche cachée (n=1), dans les deux tiers (34%) des cas, la validation croisée permet de trouver une RNA équivalent ou plus performant ; et pour n>1, dans les trois quarts des cas (*resp. 82, 73 et 82 %*), la validation croisée permet d'identifier un modèle plus performant sur la période de validation. Ceci confirme donc l'intérêt d'une telle technique.

La seconde comparaison, par rapport au modèle médian nous permet d'évaluer l'intérêt de la technique de validation croisée par rapport à un choix *« au hasard »* du RNA à utiliser. Les résultats montre que la validation croisée n'apporte rien par rapport à un modèle médian pour des RNA à 1 neurone caché. Par contre, plus le nombre de neurones

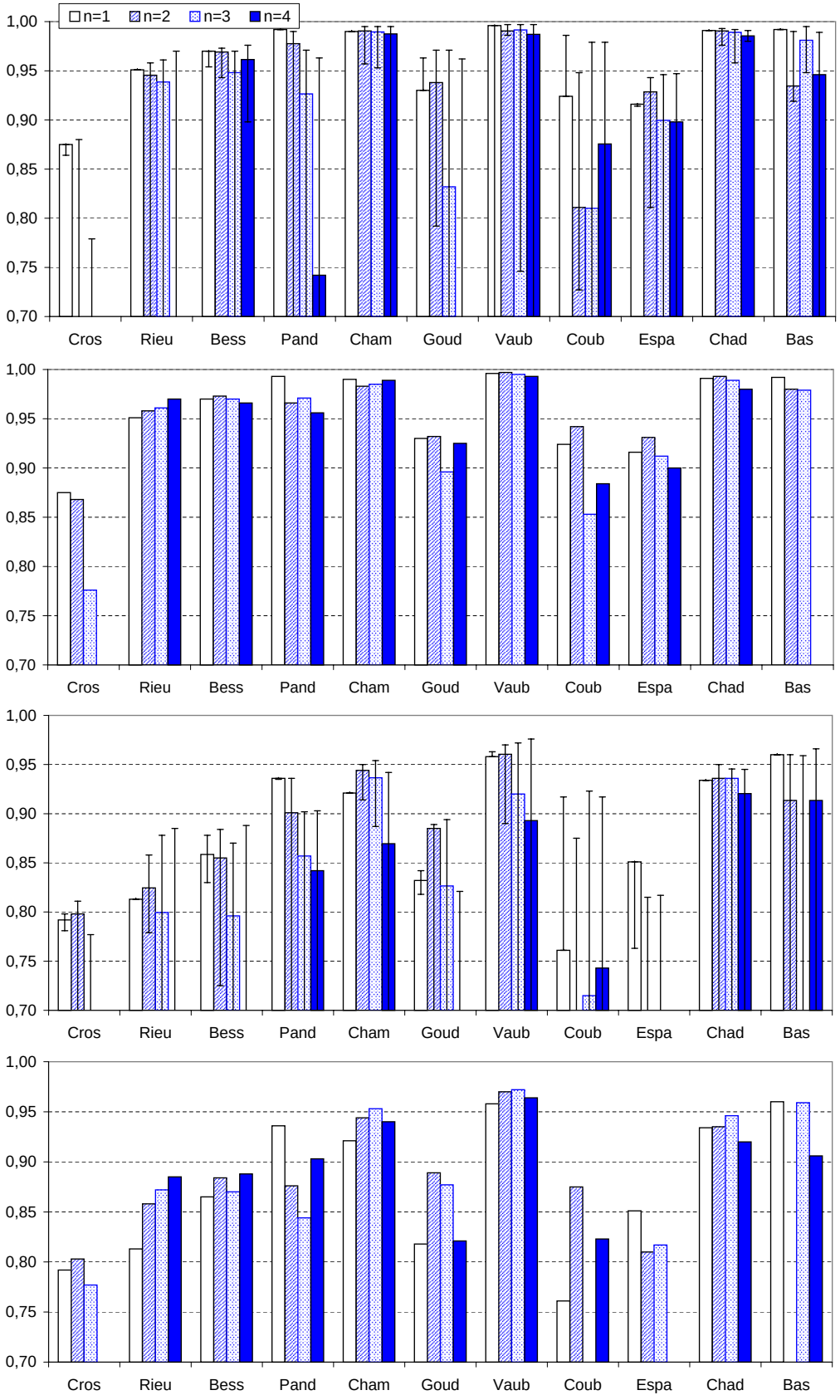


FIG. B.14 – *NSE sur la troisième sous-période pour l'ensemble des RNA utilisés et pour un d'entre eux, sélectionné sur la seconde sous-période : les deux graphiques du haut, prévision à 1 h en pluie parfaite ; les deux graphiques du bas : prévision à 3 heures en pluie parfaite*

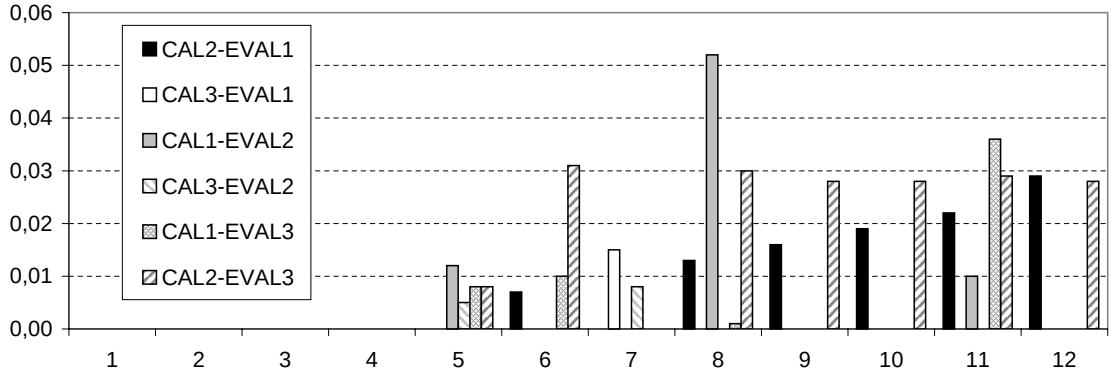


FIG. B.15 – *Différence (en NSE) obtenue à Bas-en-Basset entre le meilleur des 10 réseaux à 1 neurone caché utilisés et celui sélectionné pour chacune des situations de la validation croisée (ex : CAL2-EVAL1 signifie que le RNA évalué a été calé sur la période 2, choisi sur la période 3 et évalué sur la période 1 ; il est comparé au meilleur RNA sur la période 1 parmi ceux qui ont été calés sur la période 2)*

cachés augmente, plus il devient pertinent d'utiliser une validation croisée plutôt que de choisir un modèle au hasard. D'après les résultats que l'on avait vus dans la figure précédente FIG.B.14 page 462, il semble que ce soit en raison des mauvaises performances des modèles médians pour un nombre de neurones élevé.

La dernière comparaison, par rapport au meilleur modèle parmi les 10 utilisés, permet de visualiser le nombre de fois où la validation croisée *« trouve »* le meilleur modèle. Ce nombre décroît quand le nombre de neurones cachés augmente : 82% pour n=1, 36% pour n=2, 27% pour n=3, et 9% pour n=4. Cette évolution peut avoir deux origines. La première est que le nombre de paramètres augmentant en proportion du nombre de neurones cachés, la surface de réponse devient plus complexe, et trouver un optimum devient plus difficile : les 10 calages produisent des RNA différents et dont les performances diffèrent (ce qui est moins vrai pour n=1). En conséquence, les performances sur la période 3 varient davantage, cela laisse donc davantage de possibilités. La seconde raison, complémentaire, est que visiblement, lorsque le nombre de neurones augmente les modèles deviennent moins robuste, et un modèle qui était le meilleur sur une période donnée, ne l'est pas forcément pour une autre période.

c Synthèse Une sélection parmi 10 RNA calés sur une première période a été réalisée sur une deuxième période indépendante (validation croisée). Les apports de cette sélection sont évalués sur une troisième période, pour 11 bassins et 2 horizons de prévision, et comparés aux résultats qui auraient pu être obtenus – ou non – avec d'autres modèles. Nous avons montré, de deux façons un peu différentes, que **la validation croisée est une technique intéressante, qu'il est nécessaire d'utiliser, mais qui n'apporte en aucune façon la garantie d'obtenir les meilleures performances possibles en validation, ni même la garantie d'obtenir des performances *« acceptables »***.

La première façon de le montrer à consister en l'examen de manière conjointe sur 11 bassins et pour deux horizons de prévision des intervalles de variations des performances obtenues par l'ensemble des 10 RNA testés et de celles des RNA isolés par la validation croisée. La seconde façon de le montrer à consister à compter le nombre de fois où le modèle choisi dépasse ou égale certains modèles références

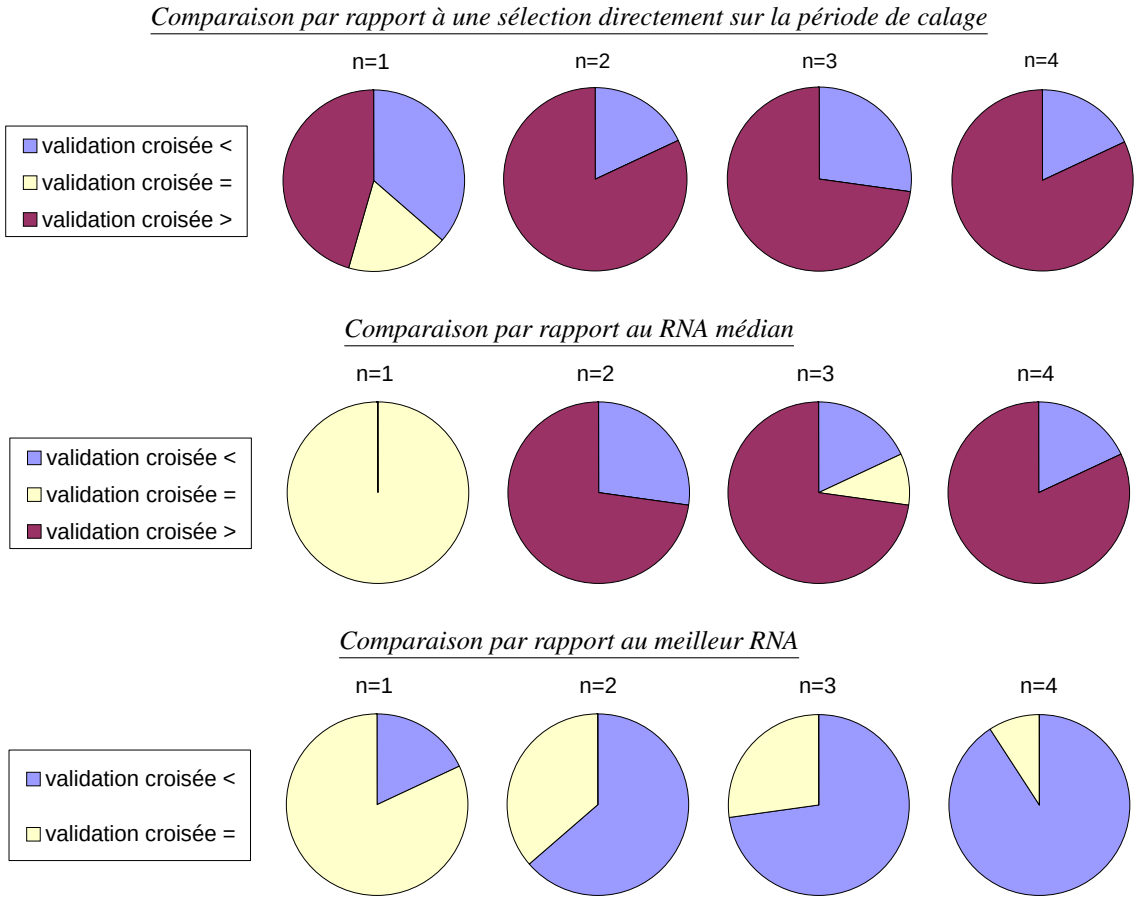


FIG. B.16 – *Performances de la validation croisée par rapport à d'autres modes d'utilisation des RNA. Les résultats présentés sont les pourcentage de fois où les performances (évaluées en NSE) sont supérieures pour le réseau obtenu à l'aide de la validation par rapport à une alternative. Les résultats sont présentés pour une prévision à 1 heure en situation de pluie future parfaitement connue, sur les 11 bassins d'étude et selon le nombre de neurones sur la couche cachée.*

B.5.4.3 Évaluation des RNA pour la prévision des crues

a Performances moyennes Les résultats qui sont présentés sur la figure FIG.B.17, concernent la prévision à différentes échéances (1 à 12 h) avec un RNA à un seul neurone sur la couche cachée et une connaissance parfaite des pluies futures. Ils sont présentés sous la forme de moyennes : pour chaque bassin sont calculées une valeur moyenne des calages sur les 3 périodes de calages puis une valeur moyenne des 3×2 contrôles [1] ; ces valeurs par bassin sont ensuite moyennées sur l'ensemble des 11 bassins.

Une dégradation des performances avec l'augmentation de l'horizon de prévision peut être observée. Cela semble assez logique et traduit le fait que les RNA s'appuient sur les données de débits et donc sur leur dépendance temporelle. Un autre point intéressant est que lorsque l'horizon de prévision augmente, les écarts entre calages et contrôles augmentent également puis semblent relativement se stabiliser autour de 0.1 en terme de NSE. Ceci pourrait être expliqué par une plus grande difficulté à trouver les meilleurs réseaux pour des échéances de prévisions plus importantes (*cf.* FIG.B.15). Ceci peut également traduire le fait que lorsque les horizons augmentent, le réseau a davantage de mal à reproduire les débits (auto-corrélation plus faible) : il est donc obligé, lors du calage de se tordre afin de correctement représenter les variations de débits (surcalage), ce qui l'empêche ensuite d'être performant sur une période différente.

1. 3 calages et 2 possibilités d'évaluation selon quelle période est choisie pour la sélection et quelle période est choisie pour l'évaluation

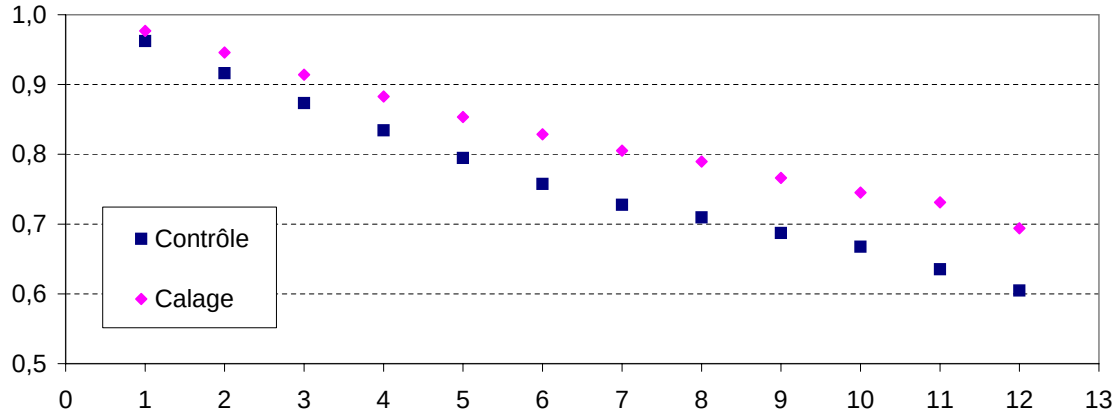


FIG. B.17 – *Moyenne des NSE en calage (3 calages pour chaque bassin et chaque horizon de prévision) et des NSE en contrôle (6 contrôles pour chaque bassin et chaque horizon de prévision). Toutes les prévisions sont réalisées sous hypothèse de pluie parfaite.*

b Performances par bassin Bien sûr, les performances obtenues pour des horizons de prévisions fixes n'ont pas la même signification pour tous les bassins : pour certains des bassins, 6 h est au delà du temps de concentration, pour d'autres cela en est à peine le tiers. Afin de visualiser le comportement différencié des bassins, nous avons donc repris la démarche de la figure précédente mais en séparant les valeurs obtenues pour chaque bassin (FIG.B.17) et pour simplifier ce graphe – déjà bien chargé – nous n'avons présenté que les performances en contrôle.

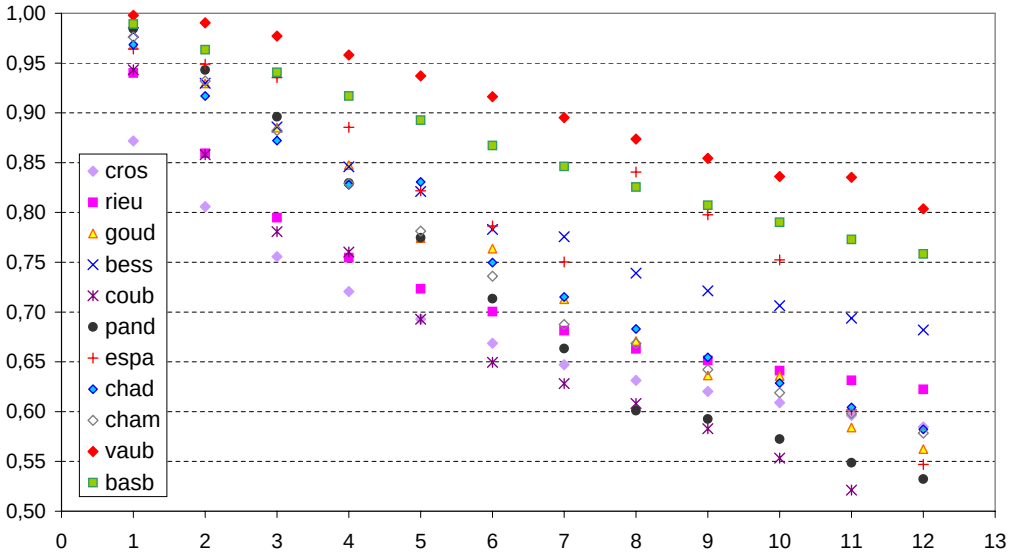


FIG. B.18 – *Moyenne par bassin des NSE en contrôle (6 évaluations pour chaque bassin) et chaque horizon de prévision (en heures).*

Comme on pouvait s'y attendre, les performances évoluent différemment selon les bassins. Les bassins qui obtenaient les meilleures performances pour un horizon de prévision de 1 heure (Vaubarlet, Bas-en-Basset) voient leurs performances décroître assez lentement (-0.2 à -0.25 en NSE lors du passage d'un horizon d'une heure à un horizon de 12 heures). D'autres bassins (Chambon, Pandraux, Goudet, Coubon, Chadrac) subissent des dégradations plus importantes : environ -0.4 en NSE entre 1 h et 12 h. L'évolution chaotique des performances à Espaly laisse à penser que pour plusieurs échéances (5h, 6h, 7h, 11h, 12h) ce n'est pas le réseau le meilleur qui a été sélectionné. Enfin, les bassins de Cros de Géorand, Rieutord et Besseyre qui avaient de moins bonnes performances même à 1 heure, subissent une dégradation des performances intermédiaire (-0.3 environ). Ceci est à relier en partie à l'évolution de l'autocorrélation des débits.

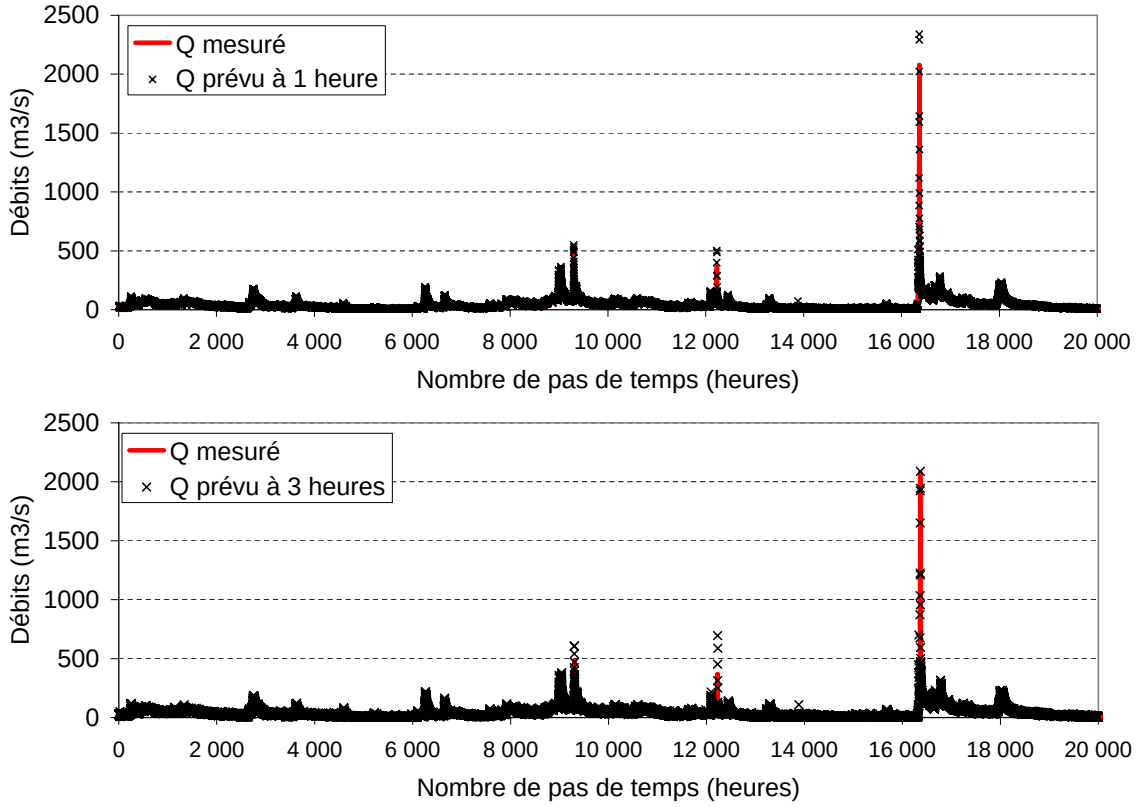


FIG. B.19 – *RNA : Exemple de débits prévus à Bas-en-Basset à 1 heure et à 3 heures.*

c Évaluation sur les hydrogrammes

c.1 Évaluation sur toute la chronique

Une attention particulière va maintenant être accordée à l'évaluation en fonction des débits pour aboutir finalement à une évaluation sur les périodes de crues. Les évaluations des performances des RNA sur l'ensemble de la chronique donnent, on l'a vu dans les paragraphes précédents, de bons résultats. En effet, si on trace toute la chronique, les débits prévus par les RNA semblent en bonne adéquation avec les débits réellement observés (*cf.* FIG.B.19 et FIG.B.20).

Pour essayer de relier ces jugements subjectifs issus de la visualisation des hydrogrammes aux critères utilisés dans les paragraphes précédentes, nous avons calculé ces derniers sur tout ou partie des hydrogrammes en choisissant un seuil sur les débits par rapport au débit moyen du bassin versant (*cf.* TAB.B.17). On s'aperçoit que si les performances sont relativement stables lorsque les débits inférieurs à 10 fois le débit moyen sont pris en compte, lorsque ceux-ci ne font plus partie de la cible de l'évaluation, alors les critères de performances se dégradent vite ($Q \geq 10 \times Qmoy$ et $Q \geq 20 \times Qmoy$). Ceci est le cas pour les prévisions à 1 heure comme pour celles à 3 heures.

	Tout	$Q \geq 1 \times Qmoy$	$Q \geq 2 \times Qmoy$	$Q \geq 5 \times Qmoy$	$Q \geq 10 \times Qmoy$	$Q \geq 20 \times Qmoy$
Besseyre 1 h	0.970	0.966	0.965	0.960	0.955	0.944
Besseyre 3 h	0.848	0.830	0.826	0.801	0.773	0.726
Bas-en-B. 1 h	0.987	0.985	0.986	0.981	0.970	0.942
Bas-en-B. 3 h	0.928	0.929	0.936	0.919	0.876	0.811

TAB. B.17 – *Performances (NSE) correspondant à différentes parties des hydrogrammes (seuils sur les débits).*

c.2 Hydrogrammes de crue

Ainsi, il semble que si l'on accorde davantage d'attention aux périodes de crues, alors les prévisions fournies par les RNA ne sont pas si bonnes que cela. Sur la figure FIG.B.21, ont été tracés les débits prévus pour un bassin dont l'inertie des débits est assez importante (Bas-en-Basset) et un pour lequel

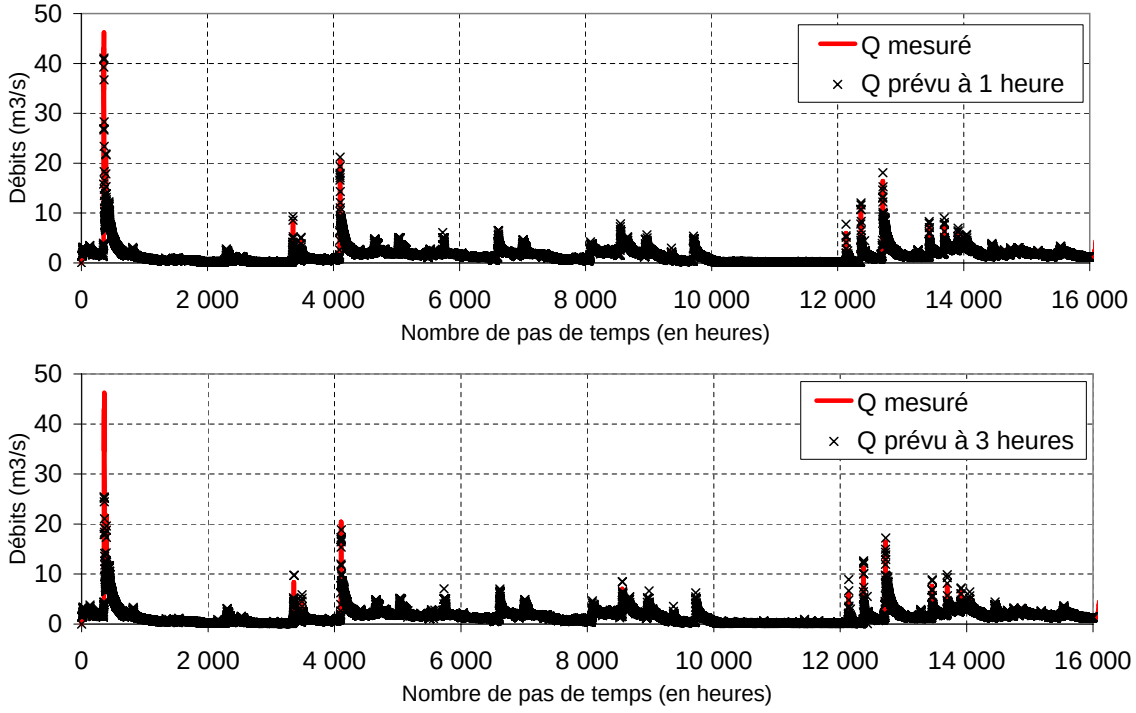


FIG. B.20 – *RNA : Exemple de débits prévus à Besseyre à 1 heure et à 3 heures.*

elle est moindre (Besseyre). Il apparaît dans l'ensemble que les prévisions du RNA ne parviennent pas à anticiper les

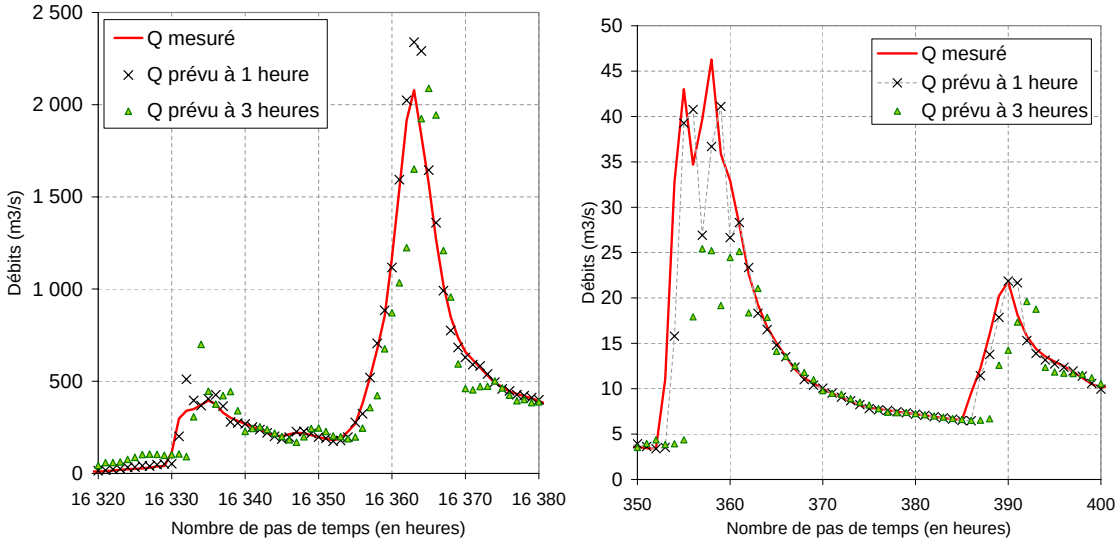


FIG. B.21 – *RNA : Hydrogrammes prévus à Bas-en-Basset (à gauche) et à Besseyre (à droite).*

changements de tendances, c'est-à-dire, en fait, utiliser les données de précipitations. On peut noter sur ces exemples, pour la prévision à 3 heures, deux types de comportements caractéristiques des RNA. Le premier, observé à Bas-en-Basset (FIG.de gauche) pour la deuxième pointe et à Besseyre sur la deuxième pointe également, consiste presque en un décalage des observations d'un nombre de pas de temps proche de l'horizon de prévision (ici, pour une prévision à 3 heures, le décalage est d'environ deux heures ce qui signifie que dans ce cas le RNA est un peu meilleur que le modèle de persistance). Le deuxième type de comportement correspond aux cas où les prévisions du RNA sont très loin des observations : c'est le cas à Bas-en-Basset pour la première pointe pour laquelle le RNA ne détecte pas le changement de tendance et prolonge la montée des débits ; c'est le cas également pour Besseyre sur la première pointe où le RNA (prévision à 3 heures) ne parvient pas à reproduire les débits observés (sous-estimation de près de la moitié du débit de

pointe). On observe également dans d'autres cas un type d'erreurs assez caractéristiques : des oscillations autour des valeurs observées. Celles-ci peuvent en partie être expliquées par de forts poids sur les derniers débits (une alternance de très forts poids l'un positif, l'un négatif, etc).

Les observations réalisées pour ces deux bassins, et plus spécialement, les particularités des prévisions par les RNA relevées lors de l'examen des hydrogrammes [1] apparaissent dans la plupart des cas, c'est-à-dire pour d'autres bassins de cette étude, d'autres crues pour les mêmes bassins, d'autres RNA. On en déduit qu'il s'agit de caractéristiques de la prévision à l'aide de RNA, tout au moins pour le type de modèles utilisés (feedforward network) et pour une utilisation sur des données opérationnelles. En particulier, les décalages temporels observés dans les prévisions sont un résultats bien connu dans la littérature. Il est possible de citer l'étude récente de Abrahart *et al.* (2007), qui notent que les modèles à base de réseaux neuronaux génèrent souvent des erreurs de glissement de phase ou de décalages temporels dans leurs prévisions [2].

c.3 Les effets d'un mauvais calage La figure FIG.B.22 montre le type de résultats que l'on peut obtenir avec un réseau de neurones surcalé. Le réseau à 2 neurones sur la couche cachée utilisé ici (sur la période 3), correspond

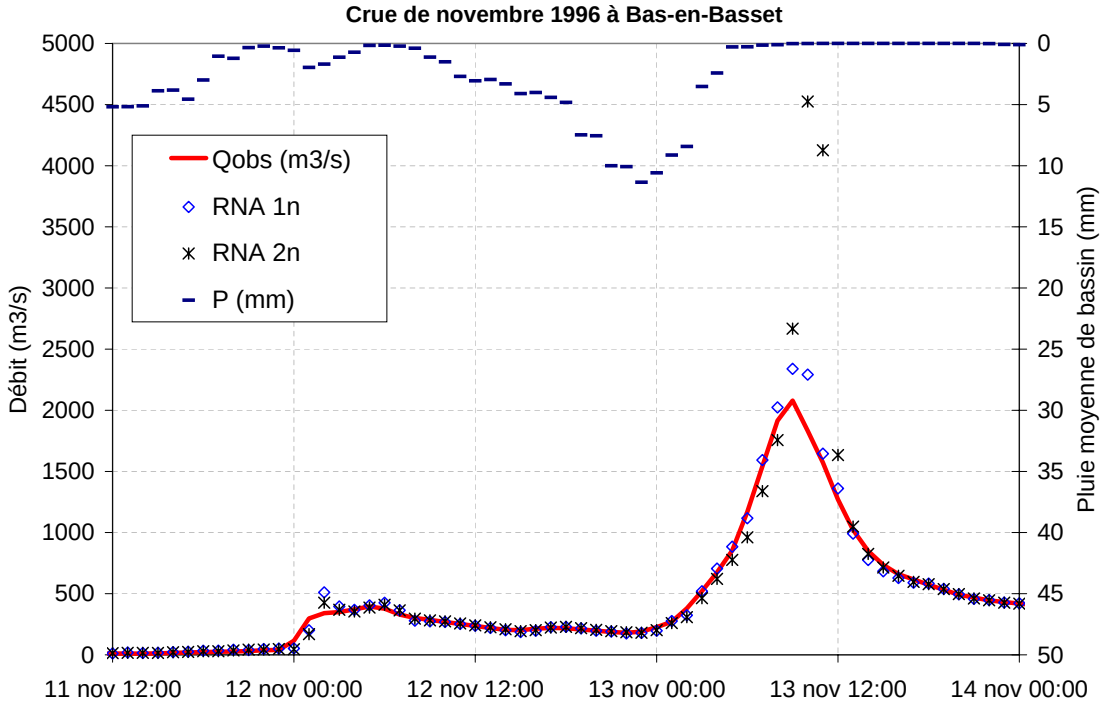


FIG. B.22 – *Exemple d'hydrogramme prévu avec un RNA à 2 neurones sur la couche cachée surcalé : prévisions à 1 heure, pluie future connue.*

au meilleur RNA en calage (période 1), au 3^e RNA qui aurait pu être choisi en validation croisé à partir des performances sur la période 2 et au RNA médian sur la période 3. Les critères obtenus sur la période 3 sont les suivants :

Sur presque la totalité de l'hydrogramme, les prévisions du RNA à 2 neurones cachés semblent être en adéquation avec les observations futures – de même que celles du RNA à 1 neurone caché. Cependant pour les quelques pas de temps de la pointe de crue, il produit des résultats aberrants : plus du double du débit réellement observé ; ce qui peut être très pénalisant pour une utilisation en prévision des crues. Ce type de comportement n'est pas systématique

1. *i.e.* des décalages temporels, des retards dans les détections de changements de tendance avec parfois des comportements aberrants par rapport aux observations, et également des oscillations autour des valeurs observées

2. Ils essaient de réduire ce décalage en optimisant de manière simultanée sur l'erreur quadratique moyenne et sur un facteur de correction temporelle. Les RNA fonctionnent au pas de temps de 6 heures et 24 heures pour un bassin de 3315 km^2 à très lents taux de variation. Des résultats mitigés apparaissent et il est montré que cette technique peut permettre de réduire légèrement les décalages pour des horizons de prévisions inférieurs à 6 heures et pour des événements moyens.

	RMSE	MAE	NSE	PS1	ND1
le RNA médian	14.229	1.180	0.933	-1.155	-3.260
ce RNA surcalé	13.902	1.109	0.936	-1.057	-2.574
le meilleur RNA	5.409	1.413	0.990	0.689	0.518

TAB. B.18 – *Exemple de performances d'un RNA surcalé obtenues sur la période 3 pour Bas en Basset (prévision à 1 heure).*

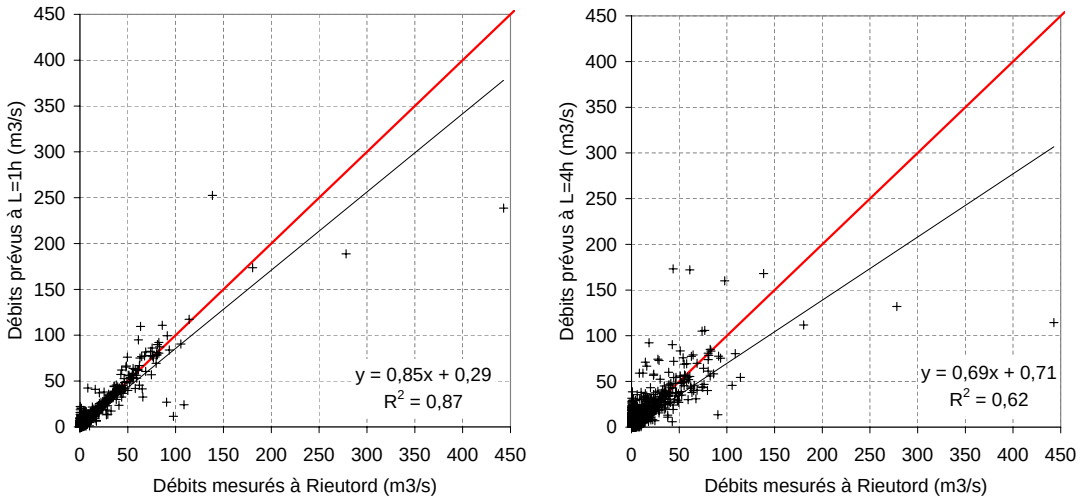


FIG. B.23 – *Débits ($m^3.s^{-1}$) prévus par les RNA à 1 h et à 4 h & débits mesurés à Rieutord sur la période 3 (pluie fututre supposée parfaitement connue).*

(il existe également des crues qui sont mieux prévues) mais soulèvent des questions qui, tant qu'elles ne seront pas résolues seront un obstacle à une utilisation opérationnelle de RNA. Ces comportements n'ont été observés que pour les RNA comportant plus de 1 neurone caché. Nous avons recherché les causes possibles de ce comportement, et nous nous sommes en particulier demandé si le RNA n'était pas utilisé en dehors de sa gamme de calage (*i.e.* en extrapolation). Ce n'est pas la cas, car ce modèle a été calé sur la première période, comportant la crue de septembre 1980 (Qmax≈3500 $m^3.s^{-1}$), il a donc, en théorie, été confronté à une crue plus importante que celle qu'on lui demande de prévoir dans le cas présent.

c.4 Débits prévus vs Débits observés

Une autre façon de visualiser la qualité des prévisions de débits à l'aide des RNA consiste à tracer les débits prévus correspondants aux débits observés. Cela a été fait pour le bassin de la Loire à Rieutord (noté *« rieu »* sur la figure FIG.B.18), pour deux horizons de prévisions : 1 heure (NSE=0.926 sur cette période et avec ce calage) et 4 heures (NSE=0.713 pour la même période et le calage correspondant). Cet exemple illustre bien les capacités et difficultés des RNA.

Pour une prévision à 1 heure (figure de gauche), il y a globalement une bonne adéquation d'ensemble entre les valeurs prévues et les valeurs réellement observées (le coefficient de détermination est relativement élevé : 0.87), même si de manière générale les RNA semblent avoir tendance à sous-estimer les débits les plus élevés (pente de la droite de régression : 0.85) et en particulier les plus forts d'entre eux (ici, les 3 plus forts) qui peuvent correspondre aux pointes de crue. L'erreur réalisée sur le plus fort débit observé (presque 450 $m^3.s^{-1}$) vaut presque la moitié de sa valeur (il n'a été prévu qu'à environ 250 $m^3.s^{-1}$). C'est également ce que l'on avait observé pour la prévision à 3 heures à Besseyre sur la figure FIG.B.21 (page 467). Sur ce bassin dont le temps caractéristique est très court, les résultats en prévision à 3 heures (figure de droite : coefficient de détermination r^2=0.62 ; sous-estimation importante des débits (coefficient de la droite de régression : 0.69 & pas de débits prévus supérieur à 200 $m^3.s^{-1}$)), montrent que l'intérêt des RNA pour de tels horizons de prévision est très limité.

d Synthèse des résultats L'analyse des performances moyennes des RNA (*cf.* §a) montre tout d'abord que celles-ci sont relativement élevées notamment pour de courts horizons de prévisions : NSE de l'ordre de 0.97 en moyenne en calage et 0.96 en contrôle pour une prévision à 1 heure. Ces performances élevées sont en partie dues au fait d'utiliser les dernières données de débits observées. Et lorsque l'horizon de prévision augmente ces performances décroissent malgré le fait que la pluie future soit supposée parfaitement connue. L'analyse par bassin (*cf.* §b) montre un comportement différencié des évolutions de ces performances qui peut être en partie relié à l'autocorrélation des débits et par conséquent aux temps caractéristiques des bassins. L'analyse sur les hydrogrammes (*cf.* §c), tend à confirmer les résultats précédents : lorsque l'on examine l'ensemble de la chronique, les performances semblent très élevés, mais si l'on devient plus exigeant et que l'on focalise cette évaluation sur les crues ou sur les débits les plus élevés, alors des écueils peuvent être noté : décalages temporels, comportements aberrants, oscillations,... L'examen comparatif des hydrogrammes et des valeurs des critères, comme cela en a été le cas dans les paragraphes §c.1 et §c.3 (pages 466 et 468) permet de voir l'effet d'une dégradation – même légère – des critères sur les hydrogrammes prévus. Les résultats très mauvais obtenus lorsque le jeu de paramètres obtenus sur la période de prévision n'est pas le meilleur, confirme le rôle capital du choix des RNA, incitant à privilégier – pour la prévision, *i.e.* quand on n'a aucun moyen de savoir à l'avance si le modèle va bien se comporter ou non et quand les enjeux liés aux prévisions peuvent parfois devenir cruciaux – des solutions robustes plutôt que des solutions performantes mais dont les résultats dépendent de la période d'évaluation.

B.5.5 Conclusions sur l'utilisation des réseaux de neurones artificiels

Rappel du contexte Les réseaux de neurones artificiels (RNA) ont fait l'objet de nombreuses études en hydrologie ces dernières années. Cependant malgré le nombre important d'études les utilisant, il est difficile de dégager des résultats clairs car soit ils ne sont pas comparés avec d'autres types de modèles, soit ils sont comparés mais alors, en général, les méthodologies de comparaison ne sont pas assez clairement exposées pour permettre au lecteur de se forger sa propre opinion. Nous avons voulu utiliser des modèles simples et robustes avec des méthodologies simples afin d'évaluer de manière compréhensible les intérêts et limites de ces outils. De plus, étant donné le nombre de degrés de liberté existants dans la façon de mettre en œuvre les RNA, les options d'utilisation ne correspondent donc peut-être pas tout à fait à une utilisation *« optimale »*. Il s'agit cependant, selon nous, d'une utilisation logique, telle que pourrait la faire n'importe quel utilisateur non expert en réseaux de neurones. Les réseaux mis en œuvre sont ceux les plus utilisés dans la littérature : des réseaux à propagation avant à une seule couche cachée, sur laquelle des les neurones ont une fonction de transfert sigmoïde et ayant un seul neurone sur la couche de sortie avec une fonction de transfert linéaire. Le calage a été réalisé avec une rétropopagation du gradient (technique de Levenberg-Marcquardt) et un critère sur l'erreur quadratique moyenne.

Principaux résultats

Sur le nombre de neurones cachés & la validation croisée Des RNA comportant de 1 à 4 neurones sur la couche cachée ont été mis en œuvre. Il apparaît sur nos jeux de données que des RNA comportant un plus grand nombre de neurones sur la couche cachée peuvent donner les meilleures perfomrances tant en calage qu'en validation, mais que, quand ce nombre de neurones cachés augmente, en calage on n'est pas certain de trouver un bon réseau parmi dix réseau calés et en contrôle on n'a aucun moyen de savoir à l'avance lequel des modèles va donner les meilleures performances. Il a été vu que la technique de validation croisée permet de limiter les mauvais résultats, mais pas à coup sûr. Nous avons de plus montré sur le cas d'un hydrogramme, à quel point pouvait être handicapant le fait de travailler avec un réseau surcalé ou mal calé. Ces difficultés pour des réseaux au nombre de paramètres un peu plus élevé peuvent peut-être provenir de la nature opérationnelle des données. En effet, selon la période, le moment, les données sont de nature différente : débits moyens journaliers (QMJ) transformés en débits horaires, vrais débits instantanés, pluie moyenne calculée à partir de 6 postes en mesure bi ou quadri-horaire en 1977, calculée à partir de 40 postes à pas d'enregistrement 10 minutes en 2003. Ces difficultés peuvent également venir de la rapidité des processus de ces bassins, par exemple pour les petits bassins amont (Cros de Géorand, Rieutord, Besseyre), une heure – *i.e.* le pas de temps de travail des RNA dans cette étude – représente une part importante du temps de montée de crue ce qui est

très handicapant pour des modèles s'appuyant sur les dernières données de débits observées. Nous avons donc utilisé la structure la plus robuste, parce que c'est celle produisant les performances les plus robustes et par conséquent les performances moyennes les meilleures, c'est-à-dire celle à un seul neurone sur la couche cachée.

Sur les performances Les performances obtenues sont relativement élevées pour des horizons de prévisions courts. Ces valeurs des critères d'évaluation pourraient laisser espérer des résultats vraiment intéressants pour la prévision des crues. Cependant l'examen dans le détail des hydrogrammes montre notamment des retards dans les détections de changement de tendance qui limitent l'intérêt des RNA – dont les performances ne sont que très légèrement meilleures à celles d'un simple décalage des observations (modèle de persistance). De plus, d'autres défauts apparaissent tels que des oscillations fortes des valeurs prévues à chaque pas de temps ou des sous ou surestimations liées à un mauvais calage des RNA. Il sera donc intéressant de voir si, grâce à une prise en compte des données plus intelligente que pour les modèles linéaires (non linéarités), les RNA parviennent malgré les défauts signalés ci-dessus à dépasser les performances de ceux-ci [1].

Perspectives Les RNA ont été utilisés ici d'une façon assez basique. Des améliorations pourraient être apportées notamment concernant l'architecture des RNA. Au cours des toutes dernières années, un type de RNA jusqu'alors peu utilisé, a été mis en œuvre et semblerait particulièrement bien adapté pour la prévision de phénomènes dynamiques [2].

1. Les résultats de la littérature tendent à affirmer que oui, les RNA ont de meilleurs performances, mais notre étude montre que si on n'a pas une idée *a priori*du meilleur RNA à utiliser sur la période d'évaluation, alors les performances peuvent se dégrader très vite.

2. *« Pour modéliser des processus dynamiques, on utilise des réseaux de neurones* bouclés *(aussi appelés* récurrents*). A partir des chroniques de mesures effectuées sur le processus, il est possible de réaliser des modèles très précis qui permettent, par exemple de prévoir l'évolution future du processus »* (Dreyfus, 1997).

B.6 Les modèles conceptuels

Les modèles conceptuels Les modèles conceptuels prétendent en général à une représentation des principaux processus à une échelle donnée. Ils sont par ailleurs largement utilisés en modélisation hydrologique, même si depuis quelques années, et pour des raisons différentes, d'autres types de modèles sont également très employés : les modèles à base physique ou physico-conceptuels prenant en compte de manière explicite des équations de la physique des processus en raison du développement de la puissance informatique ; et les modèles boite noires en raison de leur simplicité de mise en œuvre et du développement encore très récent de ces théories (intelligence artificiel, algorithme génétiques, logique floue, etc).

Ces modèles imposent donc un ou plusieurs processus jugés dominants à une échelle donnée, si bien que parfois ces modèles peuvent être décrits par un processus qui les caractérise ou les catégorise (modèles hortoniens, modèles à surfaces saturées contributives, etc). Pour tenir compte des spécificités d'un lieu donné, d'un bassin versant donné, ces modèles peuvent s'adapter par le biais de paramètres qui peuvent être estimés soit à partir d'une connaissance *a priori*du fonctionnement des bassins, soit par un travail d'optimisation (ou calage).

Les deux points principaux de cette partie sur les modèles conceptuels seront leur calage, et leur évaluation.

B.6.1 Présentation des modèles conceptuels utilisés dans cette étude

Les modèles conceptuels utilisés dans cette étude sont des versions modifiées (pour être comparables) par Perrin (2000) – et adaptées pour le pas de temps horaire ou améliorées par Mathevet (2005) – de modèles largement utilisés dans la littérature. Cette étude repose donc sur les modèles suivants :

CREC version modifiée du modèle CREC à 6 paramètres (LNH-EDF, 1972)

GR4J modèle développé par Perrin (2000) à 4 paramètres et adapté pour un pas de temps horaire

HBV0 version modifiée du modèle HBV à 8 paramètres (Bergström, 1995).

IHAC version modifiée du modèle IHACRES à 6 paramètres (Jakeman *et al.*, 1990)

TOPM version modifiée de Topmodel à 8 paramètres (Beven & Kirkby, 1979).

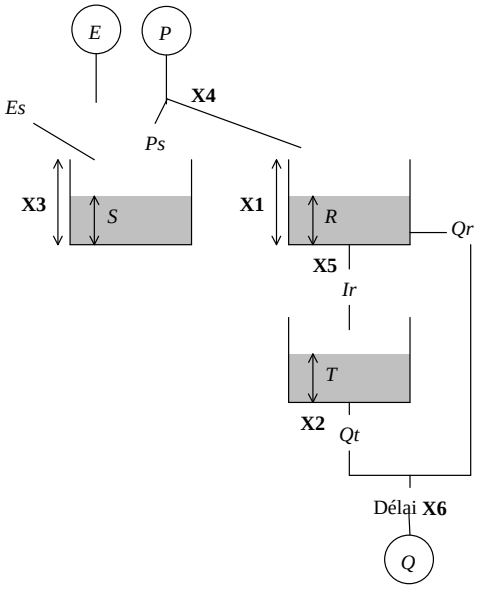
TOP6 version modifiée de TOPM à 6 paramètres proposée par (Mathevet, 2005)

d.1 Une version modifiée de CREC Le modèle CREC original est décrit par LNH-EDF (1972). Il s'agit d'un modèle à 3 réservoirs : deux réservoirs superficiels $\mathcal{S}$ et $\mathcal{H}$ et un réservoir profond $\mathcal{G}$. La version originale comportait 9 paramètres caractéristiques. La version modifiée n'en comporte que 6.

Le réservoir sol $\mathcal{S}$ permet de réaliser un partage de la pluie (la pluie efficace est celle qui va dans le réservoir $\mathcal{R}$) selon les valeurs du paramètre $X4$ de partage et de la hauteur $X3$ du réservoir sol $\mathcal{S}$. Ce réservoir $\mathcal{S}$ est soumis à une évapotranspiration potentielle et il ne communique pas avec le reste des écoulements.

La pluie nette (la part de la pluie brute qui ne va pas dans le réservoir $\mathcal{S}$) va dans le réservoir de routage $\mathcal{R}$ de hauteur $X1$. Ce réservoir produit deux écoulements. Le premier Qr suit une loi de vidange quadratique selon la hauteur R d'eau dans $\mathcal{R}$ de hauteur maximale $X1$. Le second écoulement suit une loi de vidange linéaire fonction de la constante de vidange $X5$ et va dans le réservoir d'eau souterraine $\mathcal{G}$.

Le réservoir $\mathcal{G}$ reçoit les écoulements issus de $\mathcal{R}$ et se vidange linéairement selon la constante $X2$ pour former le débit Qt. Les débits Qr et Qt se rejoignent ensuite (somme) pour former un débit total auquel on applique un délai $X6$.



$$Pr = \frac{P}{1+\exp\left(\frac{X3-S}{X4}\right)} \qquad Ps = P - Pr$$

$$S = S + Ps$$

$$Es = \frac{E}{1-\exp\left(-\frac{S}{XF}\right)}$$

$$S = \max(0, S - Es)$$

$$R = R + Pr$$

$$Qr = \frac{R^2}{R+X1} \qquad R = R - Qr$$

$$Ir = R \,/\, X5 \qquad R = R - Ir$$

$$T = T + Ir \qquad Qt = T \,/\, X2$$

$$T = T - Qt$$

$$Q = Qr + Qt$$

(avec translation dans le temps de $X6$ pas de temps)

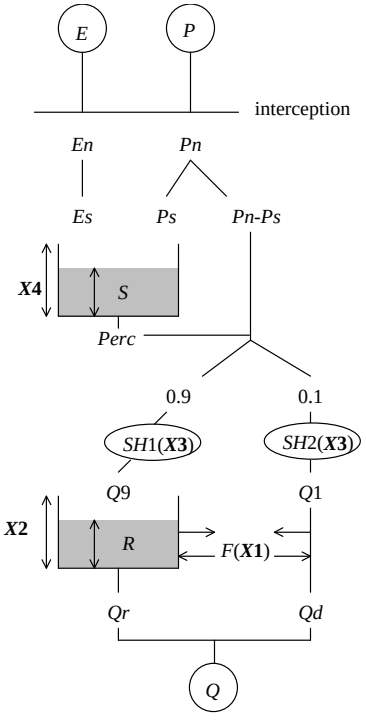
(avec XF = 245)

FIG. B.24 – *Architecture du modèle CREC (Source : Perrin (2000)).*

d.2 Le modèle GR4 Les modèles GR (Génie Rural) ont été développés selon une approche empirique et parcimonieuse avec une complexification progressive, et limitée par l'efficacité obtenue sur un large échantillon de bassins. Ces modèles n'ont dont pas de prétention à des significations physiques. Il est cependant possible de les décrire *« comme si »* ils avaient une prétention conceptuelle. Le modèle utilisé ici est une adaptation au pas de temps horaire du modèle développé par Perrin *et al.* (2003).

La pluie brute est en partie interceptée par une fonction d'interception dépendant de l'ETP. Elle est ensuite partagée entre 2 écoulements. Le premier transite vers le réservoir sol $\mathcal{S}$ de suivi d'humidité de hauteur $X4$. Ce réservoir se vidange par percolation. Le second écoulement auquel se joint l'eau qui percole du réservoir $\mathcal{S}$ est ensuite séparé en deux branches : un écoulement lent et un écoulement rapide.

L'écoulement rapide transite par un hydrogramme unitaire de forme proche d'un triangle isocèle (SH2). Il constitue ainsi l'écoulement direct. L'écoulement lent transite via un hydrogramme unitaire de forme proche d'un triangle rectangle (SH1). Il rejoint alors un réservoir de routage $\mathcal{R}$ de hauteur $X2$ dont la vidange est non linéaire. Les deux hydrogrammes unitaires dépendent d'un paramètre $X3$ représentant un temps caractéristique de la dynamique du bassin. Sur le réservoir $\mathcal{R}$ et sur l'écoulement direct, un terme d'échanges souterrains $F(X1)$ s'applique permettant de tenir compte des infiltrations profondes ou des pertes en eau souterraines. Le système peut ainsi gagner ou perdre en eau.



$$si\ P \geq E,\ Pn = P - E,\quad En = 0,\ si\ P < E,\ En = E - P,\quad Pn = 0$$

$$Ps = \frac{Pn.\left(1-\left(\frac{S}{X4}\right)^2\right)}{1+\frac{Pn}{X4}.\left(1+\frac{S}{X4}\right)} \qquad Es = \frac{En.\frac{S}{X4}\left(2-\frac{S}{X4}\right)}{1+\frac{En}{X4}.\left(2-\frac{S}{X4}\right)}$$

$$Perc = S - \left(S^{-4} + \left(\frac{9}{4}.X4\right)^{-4}\right)^{-\frac{1}{4}} \qquad S = S - Perc$$

$$0 \leq j \leq X3, \qquad SH1(j) = \left(\frac{j}{X3}\right)^{\frac{5}{2}} \qquad j > X3, \qquad SH1(j) = 1$$

$$0 \leq j \leq X3, \qquad SH2(j) = \frac{1}{2}\left(\frac{j}{X3}\right)^{\frac{5}{2}} \qquad X3 < j \leq 2.X3, \quad SH2(j) = 1 - \frac{1}{2}\left(2-\frac{j}{X3}\right)^{\frac{5}{2}}$$

$$j > 2.X3, \qquad SH2(j) = 1$$

$$F = X1.\left(\frac{R}{X2}\right)^{\frac{7}{2}}$$

$$Qd = \max(0, Q1 + F)$$

$$R = \max(\varepsilon, R + Q9 + F)$$

$$Qr = R - \left(R^{-4} + X2^{-4}\right)^{-\frac{1}{4}} \qquad R = R - Qr$$

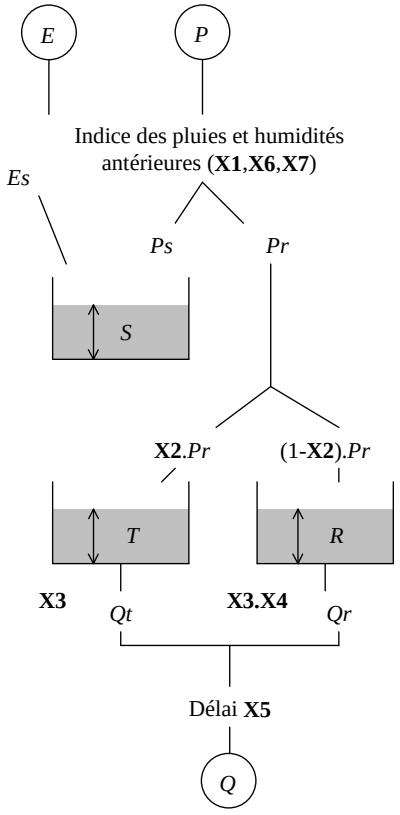
$$Q = Qr + Qd$$

FIG. B.25 – *Architecture du modèle GR4J (Source : Mathevet (2005)).*

d.3 Une version modifiée de IHACRES : IHAC

Cette version a été développée par Perrin (2000) à partir du modèle IHACRES de Jakeman *et al.* (1990). Ce modèle comporte trois réservoirs (*cf.* FIG.B.26) et 6 paramètres libres. La fonction de production est non linéaire, la fonction de routage est linéaire.

La pluie efficace est déterminée à partir d'un indice d'antériorité des pluies dépendant des paramètres $X1$, $X6$ (le paramètre $X7$ représenté sur le schéma ne joue pas de rôle dans cette version du modèle). Cette pluie est ensuite séparée : une partie va dans le réservoir de suivi d'humidité $\mathcal{S}$ sur lequel l'évaporation s'applique éventuellement, et l'autre partie est routée à travers deux réservoirs linéaires en parallèle qui vont former une composante d'écoulement rapide (réservoir $\mathcal{T}$ de hauteur $X3.X4$) et une composante lente (réservoir $\mathcal{R}$ de hauteur $X3$). Les deux composantes de l'écoulement sont ensuite sommées et un délai $X5$ est introduit.



$$XS = S$$

$$E1 = \max(0., X7 - E / X6)$$

$$S = XS + \frac{P}{X1} - \frac{XS}{\exp(E1)}$$

$$Pr = \frac{1}{2}(XS + S).P$$

$$T = T + X2.\mathrm{Pr}$$

$$R = R + (1 - X2).Pr$$

$$Qt = \frac{T}{X3}$$

$$Qr = \frac{R}{X3.X4}$$

$$T = T - Qt$$

$$R = R - Qr$$

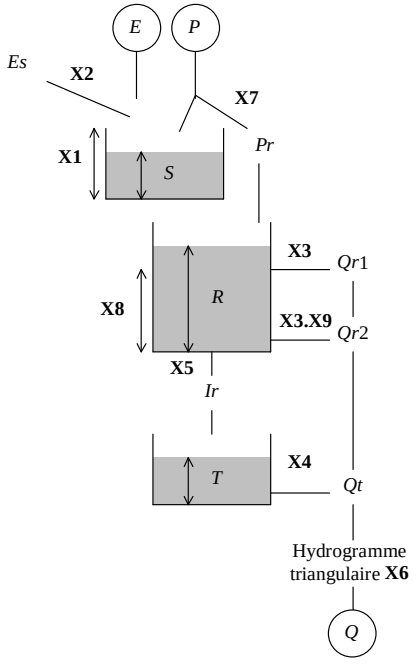
$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de $X5$ pas de temps)

FIG. B.26 – *Architecture du modèle IHAC (Source : Perrin (2000)).*

d.4 Une version modifiée de HBV : HBV0 Cette version a été développée par Perrin (2000). Le modèle HBV (Bergström, 1995) a été développé afin de tenir compte notamment de l'influence de la neige dans la modélisation hydrologique. Le modèle original comporte donc un réservoir de fusion/accumulation de la neige. Cette version simplifiée comporte 3 réservoirs (le réservoir neige a été ôté) et 8 paramètres libres (FIG.B.27).

La pluie est partagée à l'aide du paramètre $X7$ et du réservoir sol $\mathcal{S}$ de hauteur $X1$ qui contrôle l'humidité et sur lequel une ETP s'applique au-dela d'un seuil $X2$. Il se déverse dans un réservoir intermédiaire $\mathcal{R}$ de hauteur $X8$ qui produit un débit de surface contrôlé par une constante de vidange $X3$ et un débit de subsurface contrôlé par la hauteur du réservoir $X8$. L'eau contenue dans le réservoir percole selon un coefficient $X5$ vers le dernier réservoir d'eau souterraine $\mathcal{T}$ produisant le débit de base selon une constante de vidange $X4$. Les débits de surface, de subsurface et de base sont ensuite sommés et routés à travers un hydrogramme unitaire triangulaire de paramètre $X6$.



$Pr = 0$

on réalise une boucle sur chaque pas de temps en décomposant le pas de temps en cinq sous pas de temps. On considère sur chacun d'eux un cinquième de la pluie et un cinquième de l'ETP

$P5 = P / 5$ $\qquad E5 = E / 5$

$Pri = P5.\left(\min\left(1, \frac{S}{X1}\right)\right)^{X7}$ $\qquad Pr = Pr + Pri$

$S = S + (P5 - Pri)$

$Esi = \min\left(S, E\,\frac{S}{X1}\right)$ $\qquad S = S - Esi$

(fin de boucle)

$R = R + Pr$

$Qr1 = \max(0, (R - X8) / X3)$ $\qquad R = R - Qr1$

$Qr2 = R / (X3.X9)$ $\qquad R = R - Qr2$

$Ir = \min(S, X5)$ $\qquad S = S - Ir$

$T = T + Ir$ $\qquad Qt = T / X4$ $\qquad T = T - Qt$

$Q = Qr1 + Qr2 + Qt$

(avec routage par hydrogramme triangulaire de temps de base X6)

FIG. B.27 – *Architecture du modèle HBV0 (Source : Mathevet (2005)).*

d.5 TOPMODEL TOPMODEL est davantage un principe de conceptualisation qu'un modèle bien défini. Ce concept a donné naissance à toute une série de modèles nommés TOPMODEL. On utilise dans cette étude trois types de TOPMODEL. Le premier à 8 paramètres noté TOPM est une adaptation en continu du modèle original défini par Beven & Kirkby (1979) et développée par Perrin (2000). Le deuxième, noté TOP6, est une modification de TOPM proposée par Mathevet (2005) pour réduire le nombre de paramètres libres de 8 à 6. Le dernier sera présenté et utilisé à part : il s'agit d'une adaptation réalisée au cours de différentes thèses au LTHE (INPG Grenoble) (Saulnier, 1996; Datin, 1998; Zin, 2002), qui comporte 4 paramètres libres, fonctionne en mode événementiel et n'inclut pas de fonction de transfert (on y couplera donc les fonctions de transfert obtenues avec la méthode de DPFT). Il sera noté Topmodel pour le reste de l'étude.

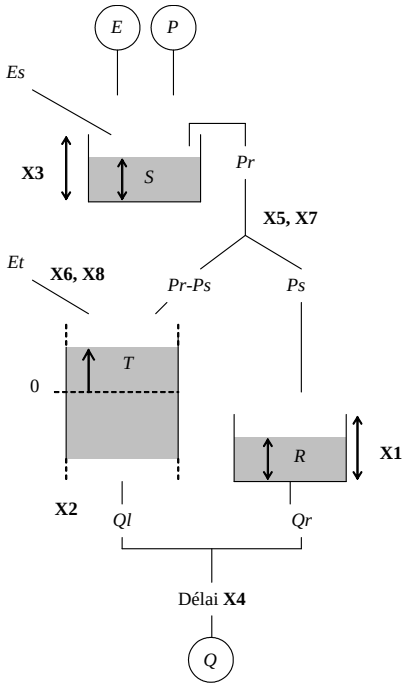
L'architecture des modèles TOPM et TOP6 sont représentées en FIG. B.28. La pluie brute entre dans un réservoir sol $\mathcal{S}$ de hauteur $X3$ sur lequel s'applique une évapotranspiration. La pluie en excès (représentant la pluie sur surfaces saturées contributives) peut soit se réinfiltrer dans un réservoir d'eau souterraine [1] $\mathcal{T}$ de hauteur $X1$ dont la vidange de paramètre $X2$ est exponentielle ; soit constituer un écoulement de ruissellement de surface qui est routé à travers un réservoir $\mathcal{R}$ de hauteur $X1$ et dont la vidange est quadratique. A la sortie des réservoirs $\mathcal{R}$ et $\mathcal{T}$ les débits sont sommés et un délai $X4$ est appliqué. Une fonction d'évapotranpiration de paramètres $X6$ et $X8$ est également appliquée sur le réservoir souterrain T [2].

Le schéma du haut (FIG.B.28) représente ici, le modèle TOPM proposé par Perrin (2000). Mathevet (2005) propose de garder la même structure mais de réduire le nombre de paramètres en réalisant les modifications suivantes : (i) donner au paramètre $X7$, contrôlant une partie du partage de l'eau issue du réservoir $\mathcal{S}$ la valeur de 165 ; (ii) donner au paramètre $X8$, contrôlant en partie l'évapotranspiration sur le réservoir $\mathcal{R}$, la valeur de 3.6. Il propose également de remplacer le délai $X4$ par l'hydrogramme HU2 utilisé également dans d'autres modèles de l'étude et proposé initialement par Perrin (2000).

Par rapport à ce modèle, l'autre modèle que nous avons utilisé est le Topmodel du LTHE. Il comporte 4 paramètres M, Ko, $Intercept$, $SRMax$ qui doivent être optimisés pour capter la dynamique du bassin versant, plus éventuellement quelques paramètres pour caler la courbe de distribution de l'indice topographique - une fois pour toute pour chaque bassin. Le ruissellement de surface est calculé à partir des aires saturées contributives, l'écoulement subsurface utilise simplement une fonction exponentielle de la teneur en eau de la zone saturée. La fonction de transfert dans le réseau et le ruissellement par refus à l'infiltration sont également pris en compte dans le modèle. En ce qui concerne la zone racinaire et la zone d'interception, elle varie selon le modèle, permettant une adaptation à différents types de systèmes.

1. Par rapport au modèle original, le réservoir d'infiltration a été supprimé

2. Les paramètres $X5$ et $X6$ sont deux paramètres pour la fonction logistique permettant d'approximer la distribution de l'indice topographique



$$S = S + P$$

$$Es = \min(S, E) \qquad S = S - Es$$

$$E' = E - Es$$

$$Pr = \max(0, S - X3)$$

$$S = S - Pr$$

$$Ps = \frac{\mathrm{Pr}}{1 + \exp\left(X7 - T/X5\right)} \qquad T = T + Pr - Ps$$

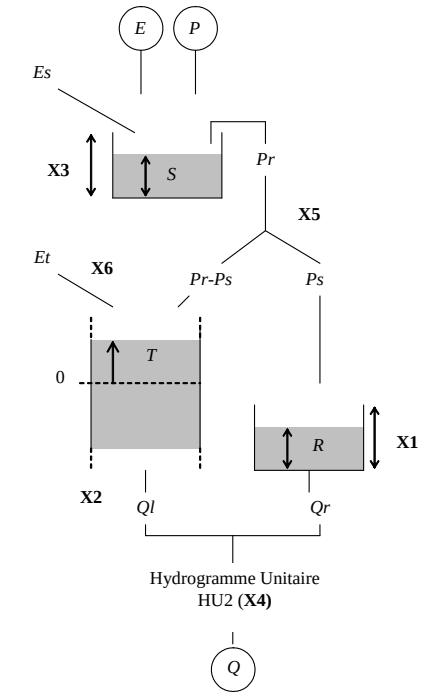
$$Es = \frac{\mathrm{E}'}{1 + \exp\left(X6 - T/X8\right)} \qquad T = T + Es$$

$$R = R + Ps \qquad Qr = \frac{R^2}{R + X1} \qquad R = R - Qr$$

$$Qt = X2 . \exp\left(\frac{T}{X2}\right) \qquad T = T - Qt$$

$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de $X4$ pas de temps)



$$S = S + P$$

$$Es = \min(S, E) \qquad S = S - Es$$

$$E' = E - Es$$

$$Pr = \max(0, S - X3) \quad S = S - \mathrm{Pr} \quad Ps = \frac{\mathrm{Pr}}{1 + \exp\left(165 - T/X5\right)}$$

$$T = T + Pr - Ps \quad Es = \frac{\mathrm{E}'}{1 + \exp\left(X5 - T/3.6\right)} \quad T = T + Es$$

$$R = R + Ps \qquad Qr = \frac{R^2}{R + X1} \qquad R = R - Qr$$

$$Qt = X2 . \exp\left(\frac{T}{X2}\right) \qquad T = T - Qt$$

$$Q = Qt + Qr$$

Hydrogramme unitaire de GR4J (Perrin, 2000)

$$0 \le j \le X4, SH2(j) = \frac{1}{2}\left(\frac{j}{X4}\right)^{\frac{5}{4}}$$

$$X4 < j \le 2.X4, SH2(j) = 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{j}{X4}\right)^{\frac{5}{4}}$$

$$j > 2.X4, SH2(j) = 1 \qquad Q = SH2(X4, Qt)$$

FIG. B.28 – *Architecture des modèles TOPM (en haut) et TOP6 (en bas) (Source : Mathevet (2005)).*

B.6.2 Le calage des modèles conceptuels

B.6.2.1 Présentation

Le problème du calage des modèles conceptuels a été un champ largement traité dans la littérature principalement pour remplir trois objectifs. Le premier est de mettre en avant des méthodologies (ou des modèles plus) propices à l'évaluation de paramètres d'un bassin sans données de débit, c'est-à-dire uniquement à partir des données physiographiques, pédologiques et géologiques. Ceci a donné naissance à de nombreuses études dont celles du projet PUB. Le deuxième point qui a intéressé les chercheurs autour du calage des modèles est la technique du calage elle-même. Les optimisations sont évaluées selon des fonctions objectifs, et des extremums sont définis sur celles-ci, le but de l'optimisation étant de parvenir à trouver un optimum global et à éviter un optimum local. Ceci a donné naissance à de nombreuses techniques d'optimisation. Le dernier point qui a attiré l'attention des modélisateurs est l'évaluation des incertitudes associées au choix d'un jeu de paramètres plutôt que d'un autre. En effet, le jeu de paramètres extrait du travail d'optimisation peut (i) ne pas être un optimum global mais un optimum local, (ii) être l'optimum global d'une série de données mais prendre en compte le bruit et les erreurs propres de la période concernée, ce qui risque de diminuer sa représentativité et gêner sa transposabilité à d'autres périodes de la série (robustesse du jeu de paramètres), (iii) enfin, il peut y avoir plusieurs jeux de paramètres différents correspondant tous à l'optimum global de la surface de réponse pour un critère donné (équifinalité), mais dont les performances à l'aide d'un autre critère d'évaluation vont être différentes (GLUE, optimisations multi-critères, etc...).

L'objectif de cette étude, n'est pas de proposer une nouvelle méthode d'optimisation, ni même de choisir parmi des méthodes existantes, mais bien de caler des modèles conceptuels pour ensuite les utiliser et les évaluer en prévision des crues. Nous avons donc accordé au calage des modèles une attention légitime mais limitée.

B.6.2.2 Méthodologie

a Introduction Il existe une grande diversité d'études portant sur l'optimisation de modèles conceptuels. Celles-ci sont largement traitées dans la littérature, nous ne reviendrons donc pas dessus. Nous allons présenter ici, les deux particularités de notre travail, après avoir présenté les éléments communs à cette étude et à un grand nombre d'études de la littérature.

b Des éléments classiques Les modèles d'étude sont utilisés en split-sample-test (Klemeš, 1986) avec une année d'initialisation au départ de chacune des périodes. L'optimisation est réalisée sur l'ensemble des données selon une efficience de Nash & Sutcliffe (1970) sur les débits (NSE). Les valeurs des paramètres sont transformées pour varier dans le même intervalle [-10 ; 10].

c Une méthode d'optimisation locale multi-départs Le but de notre étude n'est pas de travailler sur l'optimisation des modèles conceptuels qui est un domaine assez largement exploré. Nous avons néanmoins besoin de caler les modèles sélectionnés pour cette étude afin de pouvoir ensuite les utiliser. Nous avons également besoin que les jeux de paramètres trouvés soient suffisamment pertinents pour que les résultats de cette étude puissent être interprétables. Perrin (2000); Mathevet (2005) ont montré sur les mêmes modèles que ceux que nous utilisons qu'une méthode d'optimisation locale était équivalente en efficacité et plus rapide qu'une méthode globale. Par ailleurs Mathevet (2005) a montré qu'une méthode de recherche pas-à-pas, locale, pouvait être améliorée de manière significative en utilisant une stratégie multi-départs. Nous avons donc mis en œuvre cette méthode.

L'espace des paramètres est découpé en k sous-espaces. Chacun des k barycentres de ces espaces est considéré comme une coordonnée potentielle d'un point de départ. Ainsi, si un modèle comprend n paramètres libres, l'ensemble des combinaisons des paramètres possibles est balayé par k^n jeux de points de départs. Ainsi plus le nombre de paramètres est grand – et donc la surface réponse complexe –, plus il y a de points de départs. Le modèle est ensuite évalué en chacun de ces points. Le meilleur point est conservé comme point de départ d'une optimisation traditionnelle pas-à-pas. Le nombre de sous-espaces a été pris égal à $k = 3$, c'est-à-dire que 81 points de départ ont été testés pour le modèle à 4 paramètres, 729 pour les modèles à 6 paramètres et 6561 pour les modèles à 8 paramètres.

d Des calages sur un grand nombre de sous-périodes Les résultats de la littérature s'accordent à dire qu'il faut une période de calage suffisamment longue (entre 6 et 8 ans) pour que le jeu de paramètres devienne robuste car en principe, c'est la longueur de période moyenne nécessaire pour refléter l'ensemble des situations hydrologiques et ainsi le confronter à une large gamme de phénomènes hydrologiques (périodes sèches/humides, crues importantes, étiages sévères, etc). Nous avons donc réalisé des calages sur de telles longueurs de sous-périodes quand cela était possible (cela n'a pas été possible pour les bassins de la Loire à Coubon et de la Gagne aux Pandraux pour lesquels la longueur totale de la série est de 6 ans).

Nous n'avons pas mené de réelle étude de sensibilité des paramètres. Cependant, il nous a semblé intéressant d'étudier l'impact du choix d'un calage parmi d'autres réalisés sur des longueurs de séries différentes ou sur des périodes différentes. Nous avons donc calé les modèles sur un grand nombre de sous périodes, allant de 2 à 9 ans pour observer la variabilité des jeux de paramètres obtenus, augmentant ainsi également leur nombre.

B.6.2.3 Résultats

Les calages ont été réalisés pour 11 bassins et 6 modèles. Il ne s'agit pas ici d'en rapporter tous les détails .

Nous avons donc choisi de présenter ce travail de calage de manière détaillée sur un exemple, puis de présenter des analyses synthétiques des résultats sur l'ensemble des bassins et l'ensemble des modèles testés sous la forme de moyennes. L'exemple qui a été choisi est celui du calage du modèle comportant le plus faible nombre de paramètres, le modèle GR4J, sur le bassin de la Loire à Rieutord (62 km^2). Cet exemple est isolé afin de détailler les différents tests réalisés, de rendre le lecteur familier avec la lecture des figures et les résultats (vecteurs de paramètres et performances en calage et en contrôle) en découlant.

a Exemple d'analyse pour un bassin et un modèle : le calage du modèle GR4J sur le bassin de la Loire à Rieutord Le bassin de la Loire à Rieutord est un petit bassin amont soumis à des épisodes pluvieux intenses et dont le fonctionnement n'est quasiment pas influencé, il est donc pour ces différentes raisons particulièrement intéressant, même s'il faut garder à l'esprit qu'il n'est pas forcément représentatif des autres bassins versants à la fois par ses caractéristiques physiques et hydrologiques mais aussi par la qualité de ses données (*« vrai »* pas de temps horaire sur toute la série d'étude (1983-2002) et données critiquées bien qu'issues d'un service opérationnel (source des données : EDF-DTG)).

Le modèle GR4J a été choisi pour cet exemple car il s'agit d'un des modèles donnant les performances les plus intéressantes et surtout c'est le modèle comportant le moins de paramètres, ce qui permet donc d'*« alléger »* à la fois le nombre de figures et la longueur de l'analyse.

a.1 La division en sous-périodes Comme cela a été présenté au cours de la méthodologie , la période totale d'étude est divisée en plusieurs sous périodes sur lesquelles sont réalisés des calages-contrôles selon la procédure de split sample test définie par Klemeš (1986).

Un exemple des caractéristiques (performance en calage et valeur des paramètres) de ces calages est présenté dans le tableau TAB.B.19 pour les périodes de calage les plus courtes [1] (2 ans + 1 année d'initialisation) pour le bassin de la Loire à Rieutord et sont présentées sur la figure FIG.B.29.

a.2 Les performances On observe dans le tableau TAB.B.19 , que les performances en calage (en terme de NSE) augmentent au cours du temps passant d'un peu plus de 0.81 au tout début de la période d'étude à presque 0.89 vers la fin de la période. Ces résultats en contrôle au pas de temps horaire et avec un modèle conceptuel sont parmi les *« bons »* résultats par rapport à ceux rencontrés dans la littérature [2]. Ceci est d'autant plus intéressant qu'il est possible

1. Les périodes les plus courtes ont été choisies pour cet exemple car ce sont *a priori*les *« plus variables »* du point de vue des valeurs des critères et des performances. Mais comme nous le verrons, cette variabilité est toute relative

2. Comme référence, il est possible de citer les travaux de Mathevet (2005) comparant 20 modèles au pas de temps horaire sur 313 bassins, les performances moyennes en calage vont d'environ 0.52 à 0.83 (celle du modèle GR4J est 0.73), et les performances maximales d'environ 0.91 à 0.96 ; ici la performance moyenne serait de 0.85 et la performance maximale de 0.89

Période	NSE	Valeurs transformées				Valeurs vraies			
		X1	X2	X3	X4	X1	X2	X3	X4
84-85	0.815	3.50	5.91	3.01	-9.50	33.1	369	0.42	2.29
86-87	0.817	3.50	5.91	2.97	-9.50	33.1	369	0.41	2.29
88-89	0.823	3.53	5.95	3.00	-9.50	34.1	384	0.42	2.29
90-91	0.837	3.63	5.87	3.05	-9.50	37.7	354	0.44	2.29
92-93	0.848	3.67	5.91	3.10	-9.51	39.3	369	0.46	2.25
94-95	0.873	3.88	5.92	3.12	-9.48	48.4	372	0.47	2.36
96-97	0.886	4.16	5.84	3.16	-9.52	64.1	344	0.49	2.22
98-99	0.869	3.75	6.16	2.59	-9.42	42.5	473	0.28	2.57
00-02	0.872	3.67	6.24	2.74	-9.41	39.3	513	0.32	2.61

TAB. B.19 – *Exemple d'évolution des performances (calage) et des valeurs (transformées) des paramètres selon le choix de la période de calage (ici : période de 2 ans, bassin de la Loire à Rieutord, modèle GR4J). Elles ont été représentées sur la figure* FIG.*B.29. X1 est la profondeur du réservoir de routage (mm) ; X2 la profondeur du réservoir de production (mm), X3 le paramètre d'échange et X4 le temps de l'hydrogramme unitaire (heures). Les valeurs transformées sont les valeurs des paramètres dans l'intervalle [-10 ; 10]*

d'observer sur la figure FIG.B.29 que, si les performances en contrôle sont, bien sûr, moins élevées qu'en calage, elles restent dans les mêmes ordres de grandeur.

Ceci est confirmé par la figure FIG.B.30 page 482 où l'on peut voir, sur la partie droite, que seul un point s'écarte vraiment de la bissectrice ce qui signifie qu'il a de très bonnes performances en calage (NSE≈0.87) mais des performances plus modestes (NSE≈0.78) en contrôle. Sur la figure de gauche, il est possible d'observer qu'à une performance donnée en calage (*i.e.* pour un jeu de paramètres donné) peuvent correspondre des performances en contrôle sur des autres périodes soient équivalentes (proches de la diagonale) soient inférieures (sous la diagonale), soient supérieures (au dessus de la diagonale) : ceci représente la variabilité des performances obtenues pour un même jeu de paramètres, selon la période d'évaluation. La figure de droite permet de s'assurer que les jeux de paramètres calés sur d'autres périodes ne conduisent pas à de meilleures performances que ceux calés sur la période cible (ce qui indiquerait la présence d'un optimum local). Cette figure permet de plus d'observer la très légère dégradation des résultats lors du passage du calage au contrôle (à part pour le point qui a été isolé précédemment, la dégradation est entre -0.01 et -0.02 en moyenne).

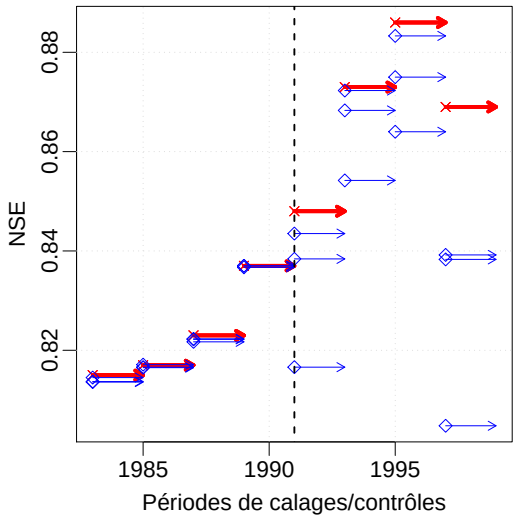


FIG. B.29 – *Performances en calage (en rouge, flèche épaisse, départ = croix) et en contrôle (en bleu, flèche fine, départ = quadrilatère) pour les jeux de calages-contrôles dont la durée est de 2 ans* (i.e. *les périodes indiquées dans le tableau* TAB.*B.19). Les contrôles montrent les performances obtenues sur d'autres périodes à partir des paramètres calés sur cette période. (Rieutord, GR4J).*

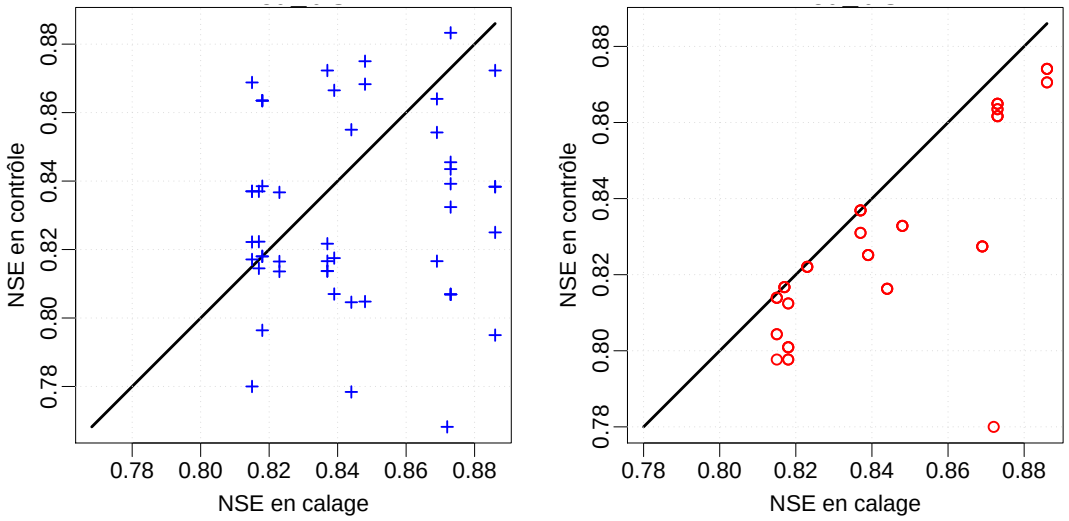


FIG. B.30 – *Relation entre les performances en calage et en contrôle, quelles que soient les longueurs des périodes. A gauche, les* **+** *représentent la relation entre la performance en calage sur la période P_i et les performances en contrôle sur des périodes P_j avec $j \neq i$ à partir d'un calage sur la période P_i. A droite les* ***o*** *représentent la relation entre la performance en calage sur la période P_i et les performance en contrôle sur P_i à partir d'un calage sur des périodes P_j avec $j \neq i$. (Rieutord, GR4J).*

a.3 Les paramètres La tableau TAB.B.19 (page 481) indiquait également, en plus des performances en calage, des exemples de valeurs de paramètres. Afin de faciliter leur interprétation une visualisation graphique est proposée (FIG.B.31 page 483). La relative stabilité des valeurs des paramètres transformés (graphiques situés en haut) montrent qu'il existe des régions dans l'espace des valeurs transformées dans lesquelles tous les optimums ont été trouvés. Ceci est plutôt positif car tend à indiquer une certaine stabilité des paramètres, quelle que soit la période de calage et quelle que soit sa longueur, c'est-à-dire que l'on aboutit dans la même zone de la surface de réponse. Lorsque l'on examine les valeurs réelles des paramètres (graphiques situés en bas), on s'aperçoit que derrière la stabilité qui était observée sur les valeurs transformées, il existe une certaine variabilité qui peut être en partie due à l'effet de zoom sur une petite partie de l'espace de réponse. Il est néanmoins possible d'observer pour ce bassins trois calages un peu différents des autres (mais relativement proches entre eux) : on observe en calage pour les paramètres X2, X3 et X4, trois points *« à part »* (pour X1, un point seulement est *« à part »*). Ces différences dans les jeux de paramètres trouvés doivent *a priori*être expliquées par une particularité de la période sur laquelle sont calés les paramètres. Cette particularité peut être une différence par rapport au comportement hydrologique habituelle impliquant une modification dans les processus dominants à l'échelle du bassin versant et donc une modification des valeurs des paramètres qui permettent de traduire ces processus. Cela peut également être dû à des erreurs importantes dans les données dans cette période sur lesquelles le modèle s'ajusterait. Ces 3 points correspondant à un calage sur des années récentes 98-99, 00-02 et 99-02, la non stationnarité des séries pourrait être invoquée.

La figure FIG.B.32 page 484 permet de visualiser l'évolution des valeurs de ces paramètres au cours du temps. On y retrouve les valeurs *« à part »* pour les paramètres (pour X2, les valeurs sont les mêmes lors de deux calages : un seul trait au lieu de 2) et ces figures confirment que ces valeurs sont issues des calages les plus récents.

a.4 Synthèse sur le calage de GR4J pour le bassin de la Loire à Rieutord Ainsi à l'issue des ces différentes analyses, différents éléments apparaissent. Il semble que malgré quelques variations, les jeux de paramètres identifiés et les performances en calage et en validation soient relativement stables d'une sous période à une autre. Cette analyse ne nous a pas permis de noter la présence d'optima locaux ce qui est un point positif à accorder probablement à la conjonction de l'utilisation d'un modèle à faible nombre de paramètres et à la stratégie de calibration multi-départ choisie.

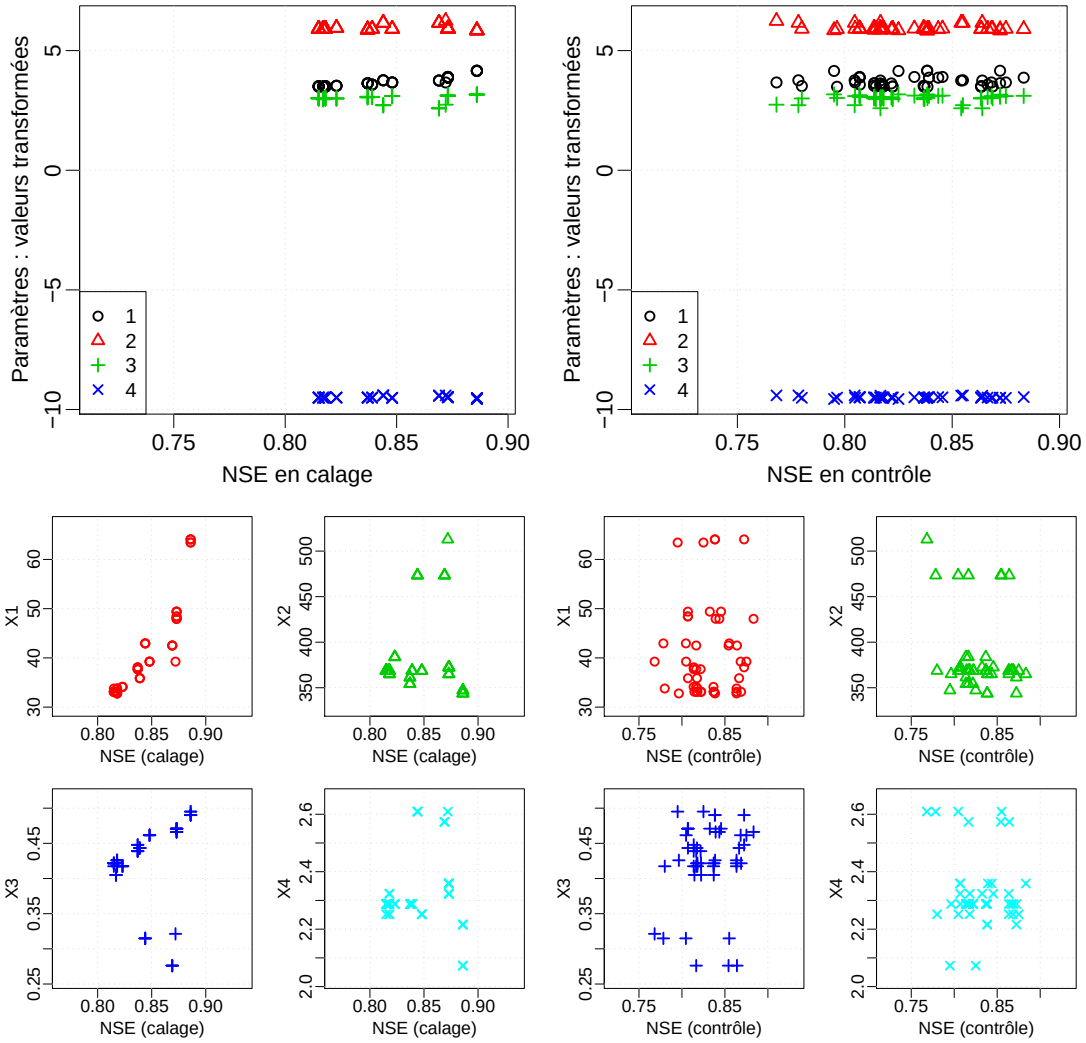


FIG. B.31 – *Relation entre la valeur du paramètre et la performance en terme de NSE en calage (les 5 graphiques de gauche) et en contrôle (les 5 graphiques de droite). Les valeurs transformées dans l'intervalle [-10 ; 10] sont représentées dans la partie haute en fonction des efficiences. Les valeurs réelles des paramètres sont présentées dans la partie basse. (Rieutord, GR4J).*

Cependant, quelques variations intéressantes sont apparues. Alors que pour la première partie de la période, une perte de performance minime est observée lors des passages du calage au contrôle (*cf.* FIG.B.29), il n'en est pas de même sur la seconde moitié de la période. Ceci est lié aux valeurs des paramètres obtenus en calage (*cf.* TAB.B.19) : de 1983 à 1989 (voire dans une moindre mesure jusqu'en 1995), ils sont très stables, ce qui n'est plus le cas au-delà. Il est notamment possible de noter la forte variation dans le paramètre X1 sur l'année 1996 comportant d'importantes crues sur ce bassin (mais la crue la plus forte sur la période d'étude 83-02 est pourtant celle de septembre 1992). Les variations des paramètres X2, X3 et X4 observées les dernières années de la période d'étude non pas été expliquées mais restent cependant limitées. C'est notamment le cas du paramètre **X4** (traduisant le temps caractéristique de l'hydrogramme unitaire pour ce modèle) qui passe d'environ -9.5 à -9.52 traduisant une accélération (limitée) des temps caractéristiques passant de 2h17 à 2h13. Ces variations de paramètres ne se traduisent pas par une amélioration ou une dégradation des performances ni en calage, ni en contrôle.

b Analyse sur l'ensemble des bassins et des modèles Pour rappel, une analyse similaire à celle décrite précédemment a été menée, bassin par bassin, modèle par modèle. Les principaux résultats de cette analyse sont les suivants.

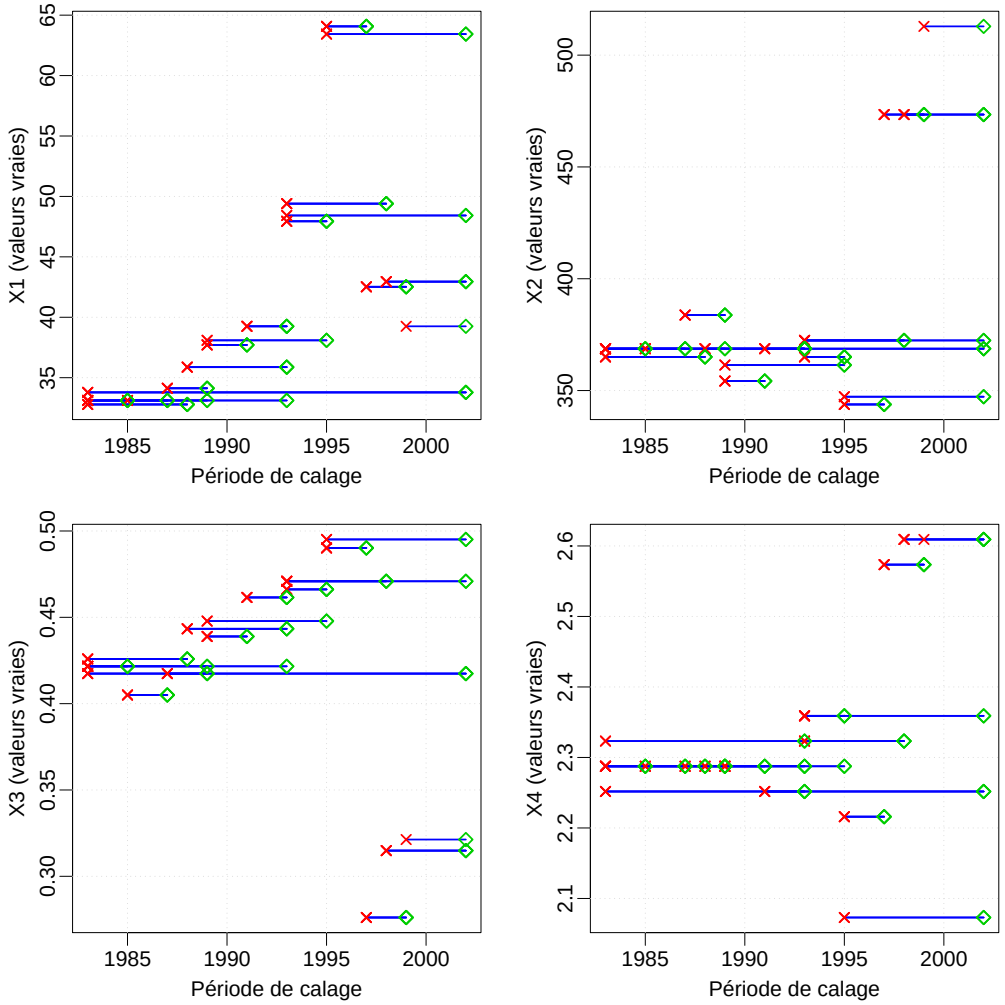


FIG. B.32 – *Valeurs des paramètres en fonction de la période de calage. (Rieutord, GR4J).*

Les performances s'améliorent au fil des ans Ce premier résultat est assez général à l'ensemble des bassins et l'ensemble des modèles et est vrai à la fois pour les calages et les contrôles (*cf.* FIG.B.33 pour une illustration au Chambon sur Lignon avec les modèles GR4J et HBV0). Ceci est vrai dans un grand nombre de situations d'évaluation. Cette tendance est perturbée lorsque sur une ou plusieurs périodes, pour un modèle et un bassin particulier, des difficultés apparaissent soit lors du calage, soit lors du contrôle. C'est le cas, sur cette dernière figure mais de façon très réduite pour la période 1997-1999 qui semble poser problème aux deux modèles. Quand cela se produit – comme c'est ici le cas – pour plusieurs modèles, ces périodes ont été notées afin d'essayer d'en trouver l'origine. Mais de manière assez décevante, cela n'a pas permis de fournir de résultats intéressants.

L'amélioration des performances au fil des ans pourrait s'expliquer par un renforcement continu du réseau pluviométrique au cours du temps et par une meilleure qualité des données (davantage de vraies données horaires, courbe de tarage plus stables car comportant davantage de jaugeages).

Sauf problème, les performances en calage et en validation sont très proches Ceci a déjà été vu dans le cas du bassin de la Loire à Rieutord avec le modèle GR4J (FIG.B.29) mais également dans les cas précédents (FIG.B.33), en général, les performances en contrôle ne sont pas si éloignées que ça de celles en calage ce qui traduit une bonne robustesse des jeux de paramètres identifiés.

Des optimums locaux apparaissent Ceci apparaît en général pour les modèles comportant le plus grand nombre de paramètres (TOPM, IHAC, HBV). Souvent, les performances en contrôle restent proches de celles en calage

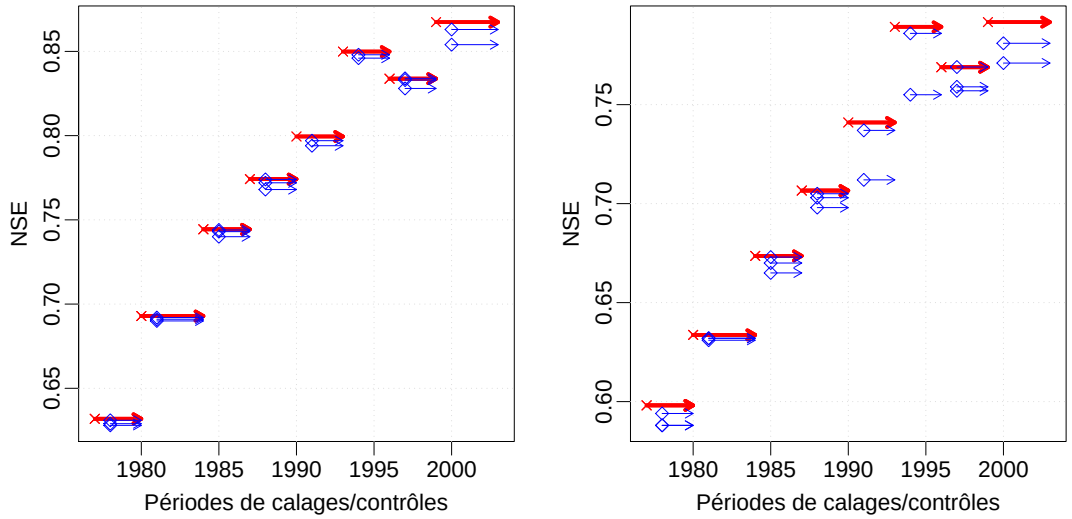


FIG. B.33 – *Performances au Chambon sur Lignon avec les modèles GR4J (à gauche) et HBV0 (à droite) en calage (en rouge, flèche épaisse, départ = croix) et en contrôle (en bleu, flèche fine, départ = quadrilatère) pour les jeux de calages-contrôles dont la durée est de 2 ans. Les contrôles montrent les performances obtenues sur d'autres périodes à partir des paramètres calés sur cette période. (Goudet, GR4J).*

(FIG.B.34 partie droite), mais ce n'est pas toujours le cas, et parfois de véritables écarts se creusent (FIG.B.34 partie gauche), traduisant comme c'est le cas ici, des difficultés à identifier le meilleur jeu de paramètres lors de la procédure de calage.

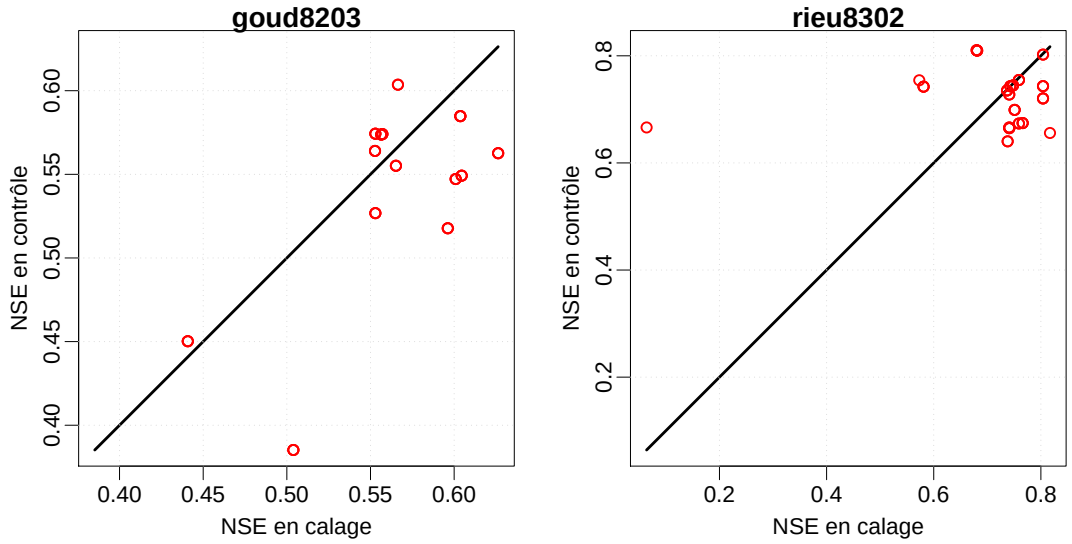


FIG. B.34 – *Exemple d'optimums locaux lors du calage. La figure de gauche présente les performances obtenues sur le bassin de la Loire à Goudet avec le modèle TOPM : les différences entres performances en calage et en contrôle sont relativement réduites. La figure de droite reprend les performances obtenues sur le bassin de la Loire à Rieutord avec le modèle CREC : les écarts sont beaucoup plus importants, traduisant un vrai problème lors du calage.*

Des vecteurs de paramètres assez peu variables Comme cela a été vu dans le cas des paramètres de GR4J pour le bassin de la Loire à Rieutord (*cf.* FIG.B.31 et FIG.B.32), les paramètres identifiés sont relativement peu variables. C'est le cas dans l'ensemble des situations. Cela peut être illustré par exemple par la figure FIG.B.35

sur laquelle ont été représentées les caractéristiques des valeurs transformées des paramètres de GR4J pour l'ensemble des calages et des bassins et toutes les valeurs qui ont été balayées à partir du départ issu de l'algorithme de recherche multi-départs.

Deux types d'exceptions apparaissent cependant. La première d'entres elles survient lorsque visiblement des mauvais calages ont été réalisés (extremums locaux). Ceci est illustré assez clairement sur la figure FIG.B.36 où sont étudiés les paramètres du modèle IHAC pour le bassin du Chambon sur Lignon. Les régions de l'espace des paramètres permettant d'atteindre de meilleurs performances sont clairement distinctes de celles qui avaient produit de moins bonnes performances. Il est possible d'observer dans ce cas que les jeux de paramètres qui produisaient de mauvaises performances en calage, donnent également de mauvaises performances en contrôle.

Le deuxième type d'exceptions survient lorsque des paramètres sont peu sensibles, c'est-à-dire qu'ils peuvent prendre des valeurs très différentes dans l'espace des paramètres mais produisent des performances équivalentes. C'est par exemple le cas sur la figure FIG.B.37 qui représente les valeurs transformées des paramètres des modèles HBV0 et TOPM lors des calages sur le bassin du Tauron à Cros de Géorand. On peut observer en particulier les valeurs des X7 et X8 pour HBV0 et X3 et X7 pour TOPM qui peuvent prendre des valeurs très variables et pourtant produire le même ordre de performances.

Ceci nous a conduit à représenter pour chaque modèle, les surfaces de réponses de chaque couple de paramètres. Par exemple sur les figures FIG.B.38, on retrouve les faibles sensibilités décrites précédemment (X7 et X8 pour HBV0).

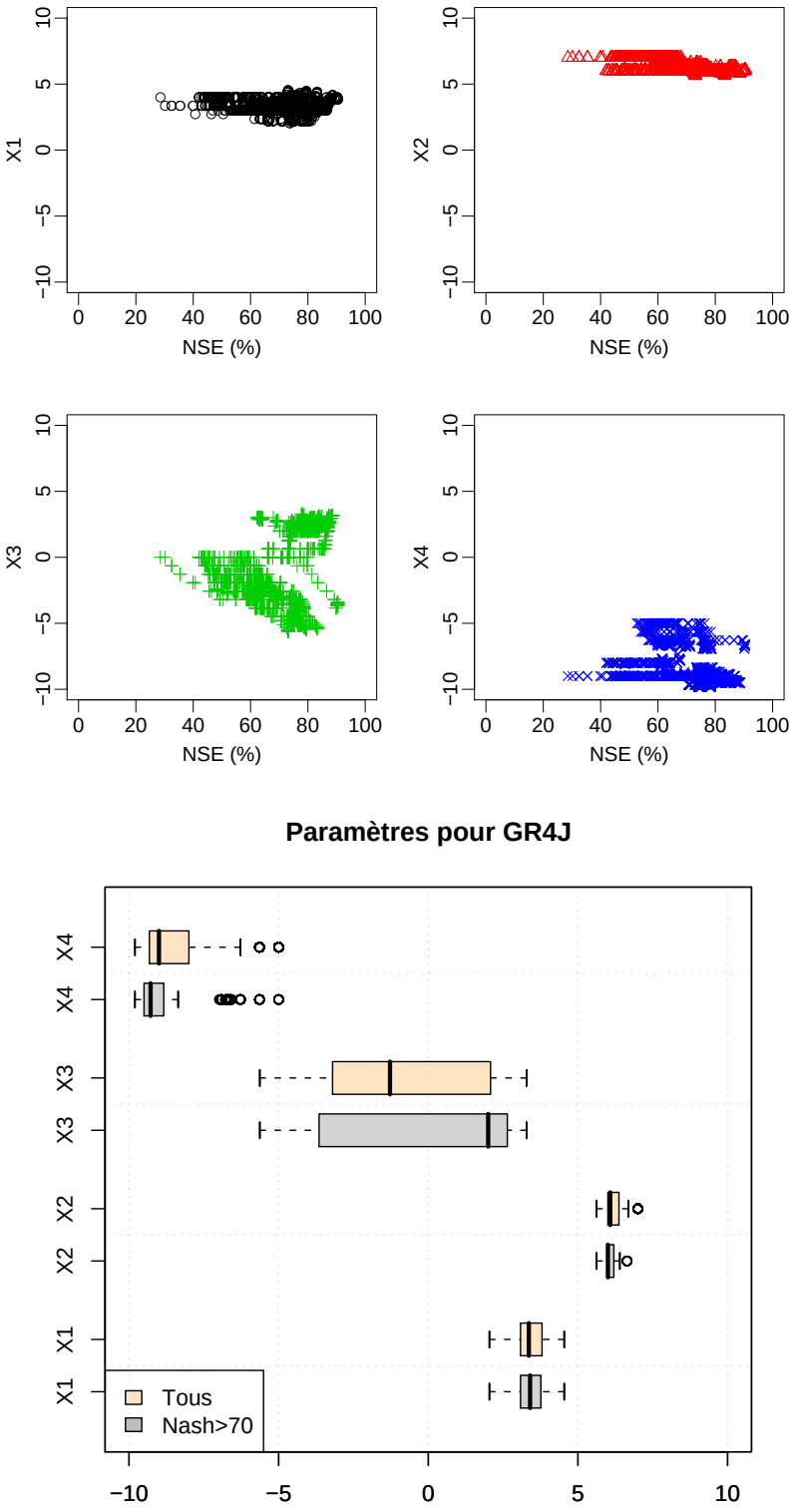


FIG. B.35 – *GR4J : Valeurs des paramètres en fonction de l'efficience de Nash & Sutcliffe (1970) (en haut) et boîtes à moustaches (en bas). En haut, ont été représentés tous les paramètres à partir de la recherche de l'optimum (*i.e. *une fois la recherche du meilleur départ réalisée). En bas, une distinction a été réalisée entre l'ensemble des paramètres et les paramètres ayant conduit à une efficience de Nash & Sutcliffe (1970) supérieure à 0.7 (70%).*

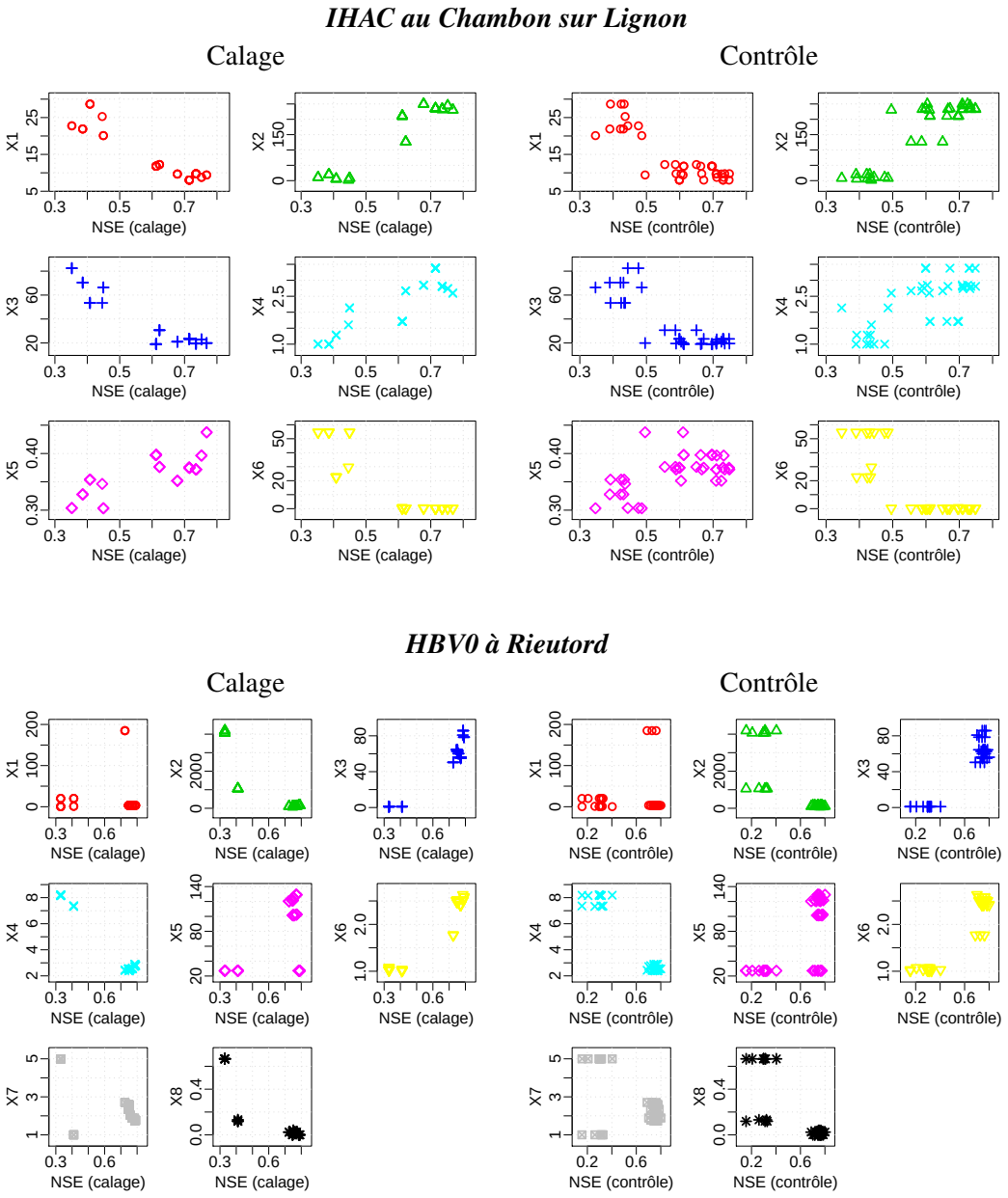


FIG. B.36 – *Illustration de paramètres issus de «mauvais» calages (extremums locaux) et de «bons» calages. Relation entre la valeur réelle du paramètre et la performance en NSE en calage sur les graphiques de gauche et en contrôle sur les graphiques de droite : en haut IHAC au Chambon sur Lignon, en bas HBV0 à Rieutord.*

B.6.2.4 Synthèse sur le calage des modèles

Les objectifs et les difficultés associés au calage des modèles ont tout d'abord été décrits (§B.6.2.1). La méthodologie de calage a ensuite été définie (§B.6.2.2) : un algorithme de recherche local pas à pas associé à une méthode multi-départs et un grand nombre de calages-contrôles sur des sous-périodes de longueurs variables. Les résultats ont ensuite été présentés (§B.6.2.3), d'abord dans un cas d'application (un bassin, un modèle) , puis une généralisation sur l'ensemble des cas a été réalisée dont les résultats principaux sont illustrés à l'aide de quelques exemples et contre-exemples.

Faire une synthèse de tous ces éléments est difficile et forcément un peu arbitraire étant donné le nombre de situations (périodes, modèles, bassins) et le nombre d'exceptions à chacun des constats réalisés. Cependant, comme cela a été vu, quelques éléments transparaissent. Il semble qu'en général, les performances s'améliorent au cours du temps. Ceci peut avoir pour origine une meilleure qualité d'ensemble des données (représentativité, résolution, qualité intrinsèque).

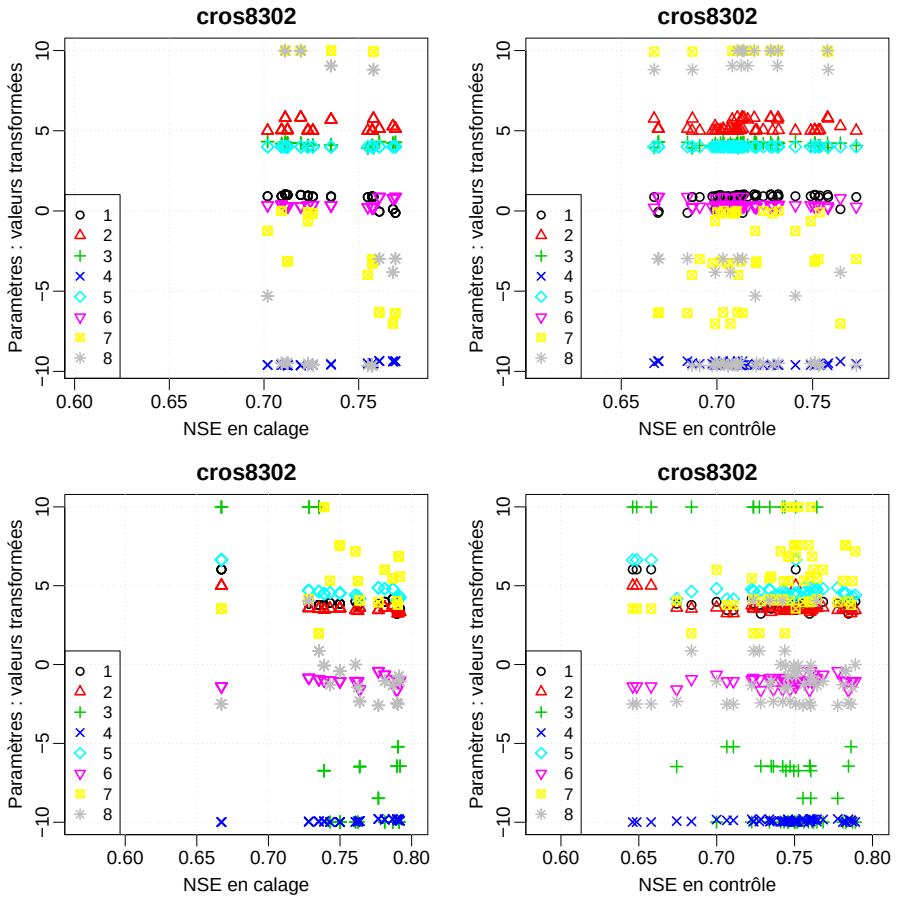


FIG. B.37 – *Illustration de paramètres très variables, et dont les valeurs ne semblent pas avoir d'influence sur les performances obtenues. Paramètres du modèles HBV0 (en haut) et du modèle TOPM (en bas) en calage (gauche) et en contrôle (droite).*

Néanmoins, les valeurs des paramètres identifiés restent relativement stables entre eux d'une période à l'autre – et même, mais dans une moindre mesure, d'un bassin à l'autre. Il est également apparu que sur certains bassins, pour certains modèles et certains calages, de relativement mauvais calages étaient réalisés (performances modestes et optima locaux probables), et ce, malgré l'utilisation d'une méthode multi-départs. Deux conclusions principales ont été tirées de cette analyse. La première est liée à ces quelques mauvais calages rencontrés. Ils ne sont pas complètement satisfaisants pourtant, ils sont *a priori*autant plausibles que des calages plus performants. Afin de pouvoir en tenir compte sans pour autant rendre l'évaluation des performances des modèles dépendante de ces quelques contre-performances, nous avons décidé de conserver tous les calages et d'évaluer les modèles conceptuels avec des simulations d'ensemble réalisées à l'aide de tous les jeux de paramètres *« possibles »* issus des différents calages. Le second point est lié à la relative stabilité des jeux de paramètres rencontrés et est perçu comme un encouragement à évaluer ce que donne la régionalisation pour ces sous-bassins.

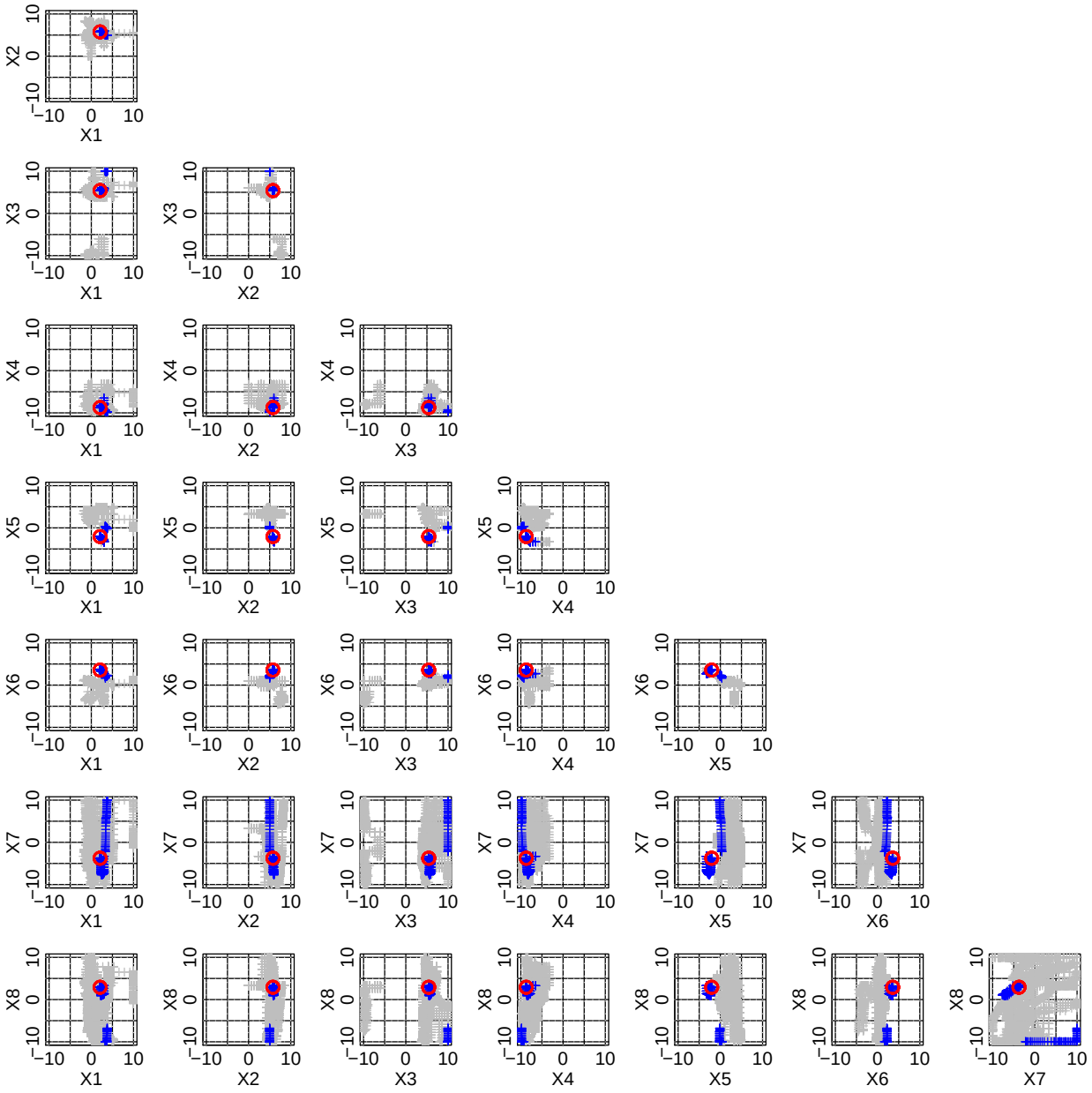


FIG. B.38 – *HBV0 : Analyse de sensibilité des paramètres autour des valeurs optimales. Les points représentés sont issus de l'ensemble des calages réalisés. Les + bleus indiquent les valeurs des paramètres pour lesquels un NSE (Nash & Sutcliffe, 1970) supérieur à 0.80 en calage a été trouvé. Les ronds rouges indiquent les coordonnées du meilleur jeu de paramètres trouvé tous calages confondus et tous bassins confondus.*

B.6.3 L'évaluation des modèles conceptuels

B.6.3.1 Présentation

Dans cette partie l'évaluation des modèles conceptuels va être réalisée de manière selon deux regards différents. Tous les jeux de paramètres *« plausibles »* issus des calages sur différentes sous-périodes sont conservés ce qui conduit à évaluer les simulations en *« ensemble »*, en excluant à chaque fois les jeux de paramètres dont la période de calage comprend l'année sur laquelle les modèles sont évalués. Les modèles sont évalués sur toutes les sous-périodes et des moyennes (ou des médianes de critères sont ensuite proposées.

B.6.3.2 Résultats

Évaluation sur l'ensemble de la chronique en simulation Pour chaque bassin, et pour chaque modèle, l'ensemble des résultats de calage (sur toutes les sous-périodes de calage) et l'ensemble des résultats de contrôle (sur toutes les sous-périodes de contrôle) sont moyennés afin de fournir des indices d'évaluation rapides de la capacité de chacun des modèles à reproduire les débits concernés (*cf.* TAB.B.20).

Modèle	TOPM		IHAC		GR4J		HBV0		CREC		TOP6		moyenne	
Bassin	cal	val	cal	val	cal	val	cal	val	cal	val	cal	val	cal	val
Cros	0.74	0.73	0.66	0.64	0.74	0.73	0.71	0.69	0.74	0.72	0.74	0.73	0.72	0.71
Rieu	0.81	0.80	0.68	0.65	0.82	0.81	0.76	0.72	0.77	0.74	0.80	0.78	0.77	0.75
Goud	0.60	0.53	0.47	0.06	0.67	0.54	0.46	0.36	0.67	0.61	0.53	0.48	0.57	0.43
Bess	0.73	0.71	0.66	0.62	0.73	0.72	0.67	0.64	0.73	0.70	0.74	0.70	0.71	0.68
Coub	0.58	0.40	0.57	0.44	0.64	0.59	0.69	0.56	0.65	0.50	0.58	0.22	0.62	0.45
Pand	0.76	0.70	0.67	0.62	0.74	0.70	0.71	0.67	0.74	0.67	0.75	0.73	0.73	0.68
Espa	0.56	0.54	0.56	0.55	0.58	0.58	0.60	0.59	0.62	0.60	0.60	0.57	0.59	0.57
Chad	0.58	0.53	0.53	0.49	0.62	0.59	0.65	0.61	0.61	0.49	0.62	0.59	0.60	0.55
Cham	0.65	0.46	0.62	0.59	0.64	0.64	0.62	0.61	0.65	0.63	0.64	0.63	0.64	0.59
Vaub	0.56	0.51	0.54	0.50	0.55	0.52	0.54	0.51	0.58	0.54	0.58	0.54	0.56	0.52
Basb	0.66	0.61	0.60	0.55	0.64	0.62	0.61	0.58	0.64	0.60	0.65	0.61	0.63	0.59
moyenne	0.66	0.59	0.60	0.52	0.67	0.64	0.64	0.59	0.67	0.62	0.66	0.60	0.65	0.59
médiane	0.65	0.54	0.60	0.55	0.64	0.62	0.65	0.61	0.65	0.61	0.64	0.61	0.63	0.59

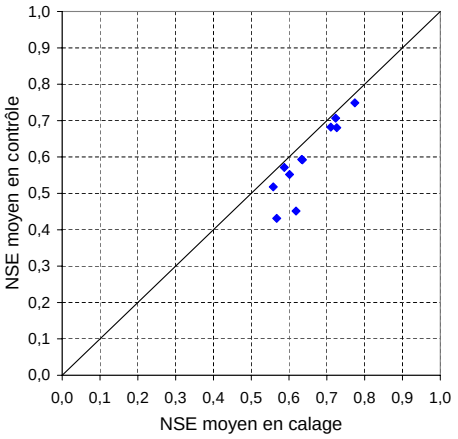
TAB. B.20 – *Performances moyennes (NSE) des différents modèles conceptuels sur les différents bassins*

Ces résultats moyens par bassin et par modèle, en calage et en validation, ne sont pas très élevés par rapport à ceux habituellement rencontrés dans la littérature [1] mais ils s'agit alors d'un pas de temps journalier essentiellement ou alors d'une évaluation au pas de temps horaire mais sur un nombre réduit d'épisodes. Par rapport aux résultats de simulations au pas de temps horaires ces performances sont correctes sans être particulièrement bonnes [2]. De plus, les performances très moyennes obtenues sur ces bassins, sont à relier avec ce qui a été vu lors du calage : les performances en calage (et en contrôle) augmentent au fil des années. Pour augmenter artificiellement ces résultats moyens, il aurait été possible de ne prendre en compte que les dernières années, c'est-à-dire celles fournissant les meilleures performances en NSE.

1. Malgré ses nombreux défauts (*cf.* §5.1.3.1 page 94), le NSE (Nash & Sutcliffe, 1970) présente l'avantage d'être largement utilisé dans la littérature et donc d'obtenir des références auxquelles se comparer

2. Ces différences de performances avec le pas de temps de travail ont principalement différentes origines : (i) au pas de temps horaire, les informations à utiliser et à reproduire sont davantage variables, alors que le pas de temps journalier a tendance à davantage lisser ; (ii) les données sont souvent de moins bonne qualité au pas de temps horaire (bruit sur les valeurs instantanées ; lacunes plus nombreuses) ; (iii) et un même échantillonage spatial de la pluie fournit beaucoup moins d'information sur la pluie réellement précipitée au pas de temps horaire qu'au pas de temps journalier (*cf.* partie III

La dégradation des performances lors du passage des calages aux contrôles est assez limitée (-0.06 en moyenne). Elle est surtout marquée pour les bassins de Goudet et Coubon (*cf.* ci-dessus & ci-contre), et dans une moindre mesure, pour les bassins de Pandraux, Chadrac, Chambon, Vaubarlet et Bas-en-Basset.
La très forte dégradation à Goudet s'explique notamment par la très mauvaise performance moyenne du modèle IHAC qui dégrade fortement la moyenne.



Pour limiter, le cas échéant, le poids de très mauvaises performances sur un des bassins, nous avons utilisé à la fois les moyennes et les médianes pour observer cette dégradation (FIG.B.39). On observe que dans la plupart des cas, moyennes et médianes sont proches, sauf pour les modèles TOPM et IHAC en validation. Le cas de IHAC a déjà été en partie expliqué par de très mauvaises performances à Goudet ; il apparaît, dans le cas de TOPM, que l'écart entre moyenne et médiane est visiblement dû à l'action conjugué de deux effets : (i) de bonnes performances sur un des bassins (Rieutord) tendent à augmenter la moyenne ; et (ii) le nombre important de performances basses ou moyennes pour ce modèle a pour effet de baisser la médiane.

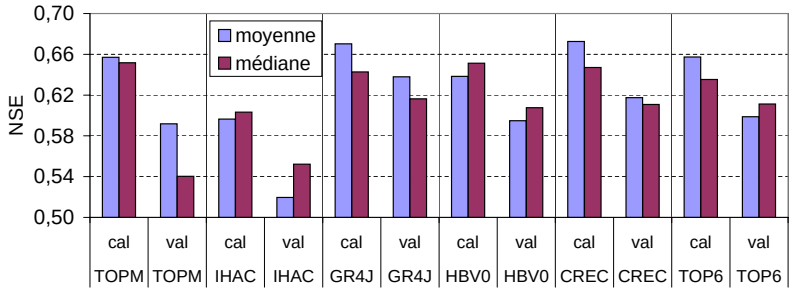


FIG. B.39 – *Dégradation des performances lors du passage des calages aux validations : moyenne et médiane des NSE pour chacun des modèles.*

Lorsque l'on examine les résultats en validation pour chacun des bassins et chacun des modèles (TAB.B.20 et FIG.B.40), il apparaît que ces résultats sont très variables d'un bassin à l'autre et il est difficile de donner un classement des modèles, notamment des meilleurs modèles. Il est néanmoins possible de noter que le modèle IHAC arrive en dernière

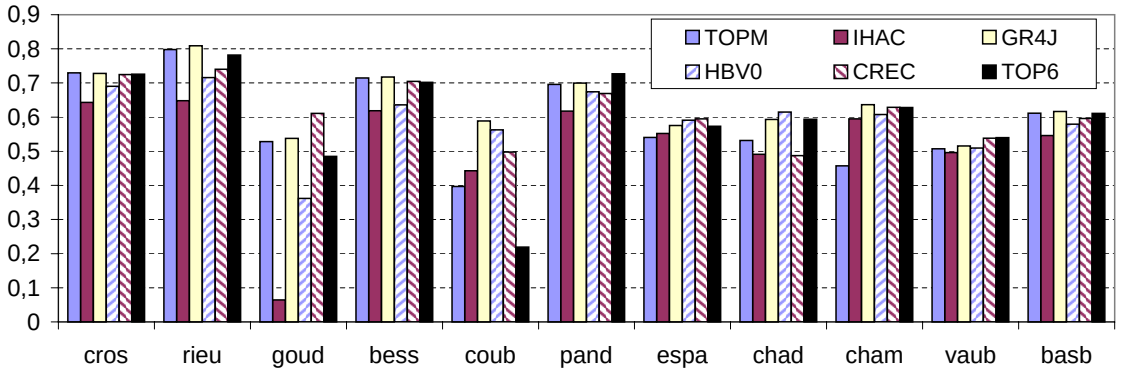


FIG. B.40 – *Performamces (NSE) moyennes pour chacun des bassins et chacun des modèles.*

position sur les valeurs moyennes pour un nombre important de bassins (Cros de Géorand, Rieutord, Goudet, Besseyre, Pandraux, Chadrac, Vaubarlet & Bas-en-Basset) ; et que les modèles TOPM (*resp. TOP6*) donnent les moins bonnes per-

formances pour les bassins de Espaly et Chambon (*resp. Coubon*). Les autres modèles (HBV0, CREC, GR4J) semblent être plus robustes sur ces séries de calages-contrôles. Sur la figure FIG.B.40, il est d'autre part inévitable de noter la grande variabilité des performances selon les bassins concernés : les bassins les plus petits (Cros de Géorand, Rieutord, Besseyre, Pandraux) semblent obtenir, un peu contre intuitivement [1], les meilleures performances moyennes en NSE. Ceci est en partie à relier au coefficient de variation des bassins (*cf.* TAB.3.2 page 67) qui joue un rôle important dans le calcul du critère NSE. Mais pas seulement! En effet, certains bassins ayant un coefficient de variation élevé (Goudet : 2.4 ; Coubon : 2.0) n'obtiennent pourtant pas de bonnes performances en simulation (en calage comme en contrôle). Sur ces deux bassins, l'influence du barrage de Lapalisse, n'est en effet pas négligeable et peut expliquer en partie les mauvaises performances globales obtenues. Il sera intéressant de voir, sur les phases de crues, si les mêmes difficultés persistent.

Pour clore cette analyse des résultats de calages/contrôles en simulation sur toute la chronique, les performances par modèle et en validation, ont été rappelées sur la figure FIG.B.41. Du point de vue des performances moyennes, deux modèles se distinguent : le modèle GR4J dont les performances sont les meilleures et le modèle IHAC pour qui elles sont les moins bonnes ; les performances des autres modèles étant très proches les unes des autres. Du point de vue des performances médianes, deux modèles sont moins bons, TOPM et IHAC, alors que les autres modèles ont des performances très proches.

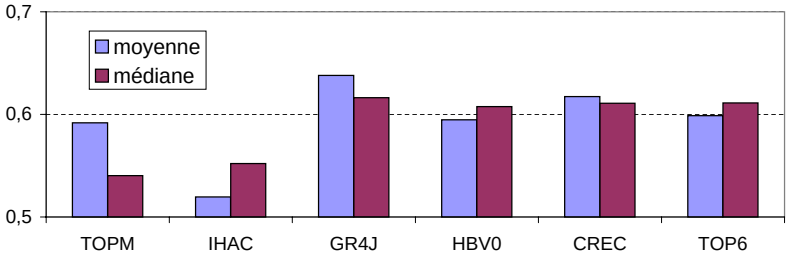


FIG. B.41 – *Moyennes et médianes des performances (NSE) en validation par modèle.*

En prévision avec pluie future connue Si on suppose la pluie future parfaitement connue, alors il n'y a *a priori*plus de différences entre la simulation et la prévision... Sauf que, lorsque l'on travaille en mode *« prévision »*, on s'autorise à utiliser toutes les informations disponibles – en particulier les derniers débits observés. Et c'est ce qui a été réalisé ici, avec une technique de mise à jour extrêmement simple : le report de la dernière erreur commise sur l'estimation des débits [2].

Si on observe les résultats moyens sur l'ensemble des bassins et selon l'horizon de prévision (FIG.B.42), alors plusieurs résultats intéressants apparaissent :

- les performances avec mise à jour (NSE≈0.97 pour une mise à jour sur l'heure précédente) sont beaucoup plus élevées qu'elles ne l'étaient sans mise à jour (NSE≈0.60). Ceci est essentiellement dû à l'autocorrélation des erreurs, et montre en même temps, l'intérêt, sur les performances moyennes, d'utiliser une mise à jour, même basique.

1. Ces petits bassins sont en général (et c'est le cas ici) plus réactifs, l'effet de moyenne sur les processus et les informations étant moins élevé que dans les grands bassins, etc

2. Cela revient à soustraire au débit prévu pour $t+L$, l'erreur qui avait été réalisée sur l'estimation du débit à t :

$$Q^{t+L}_{prev.maj} = Q^{t+L}_{prev} + Erreur^t = Q^{t+L}_{prev} + (Q^t_{obs} - Q^t_{prev}) \tag{B.12}$$

Une deuxième façon de voir cela consiste à dire que le modèle hydrologique prévoit non pas les débits mais les variations de débits et donc que :

$$Q^{t+L}_{prev.maj} = Q^t_{obs} + \Delta Q_{prev} = Q^t_{obs} + Q^{t+L}_{prev} - Q^t_{prev} \tag{B.13}$$

– pour un faible horizon de prévision (1 heure), tous les modèles conceptuels obtiennent des performances très proches : les écarts qui étaient observés lors de l'utilisation des modèles sans mise à jour n'existent plus vraiment.
– plus l'horizon de prévision augmente, plus les performances diminuent et les écarts entre les performances des différents modèles se creusent : sur ces résultats moyens, les modèles qui semblent les plus performants lorsqu'ils utilisent une mise à jour sont, dans l'ordre de performance, GR4J, TOP6, et CREC.

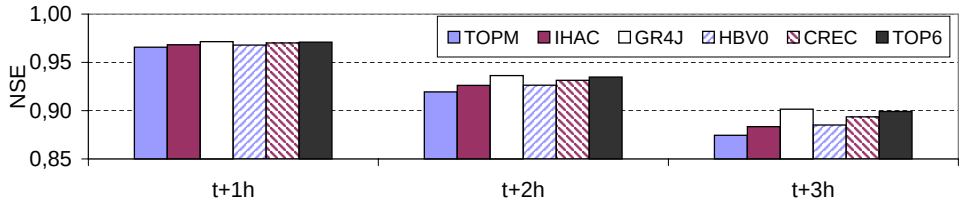


FIG. B.42 – *Performances (NSE) en moyenne sur les 11 bassins pour des horizons de prévision de 1h, 2h et 3h avec des pluies futures supposées parfaitement connues et une mise à jour sur le dernier débit observé.*

Cependant, lorsque l'on examine, la variabilité de ces résultats par bassin (FIG.B.43), un élément étonnant apparaît : les

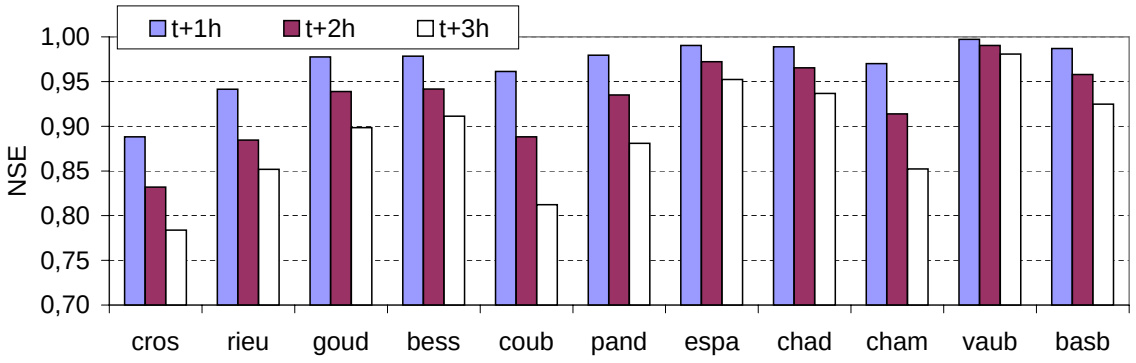


FIG. B.43 – *Moyennes, pour chacun des bassins et 3 horizons de prévision, des performances (NSE) obtenues par les 6 modèles.*

deux bassins pour lesquels les résultats obtenus en simulation sans mise à jour étaient les meilleurs (*i.e.* les bassins de Cros de Géorand et Rieutord) obtiennent les moins bonnes performances lorsqu'une mise à jour est utilisée. A l'opposé, des bassins sur lesquels les performances en simulation étaient plutôt mauvaises (comme les bassins de Espaly, Chadrac, Vaubarlet et Bas-en-Basset) obtiennent de très bonnes performances en prévision pour les horizons considérés ici (*i.e.* 1, 2 et 3 heures). L'intérêt de la mise à jour est en fait à relier aux temps caractéristiques de variations des débits de chacun des bassins (par exemple le temps de montée). Ainsi, assez logiquement, une mise à jour sur le débit observé il y a 3 heures n'apporte pas la même information sur des bassins très rapides comme ceux du Tauron à Cros de Géorand ou de la Loire à Rieutord et sur des bassins beaucoup plus lents tels que la Borne à Espaly ou la Loire à Bas-en-Basset. Outre cette différence de contenu informatif apporté par une mise à jour sur les débits, on peut également remarquer que l'effet des mauvaises performances qui étaient obtenues sur les bassins de Goudet et Coubon est réduit grâce à la mise à jour (mais cette compensation semble se dégrader plus vite qu'on ne l'attendrait pour des bassins de cette taille).

Si l'on examine, maintenant les résultats obtenus par bassin et par modèle, pour différents horizons de prévisions (FIG.B.44), on peut remarquer tout d'abord que les résultats par bassin confirment ce qui avait été mis en avant lors de l'examen des valeurs moyennes sur tous les bassins : pour un horizon de prévision de 1 heure, les performances des modèles sont très proches sur la plupart des bassins et pour des horizons plus longs, les écarts se creusent et les performances baissent. Une particularité intéressante apparaît néanmoins. Examinons les performances obtenues à Goudet, Coubon et Chambon. Quand on utilise les modèles sans mise à jour, certains modèles obtiennent de mauvaises

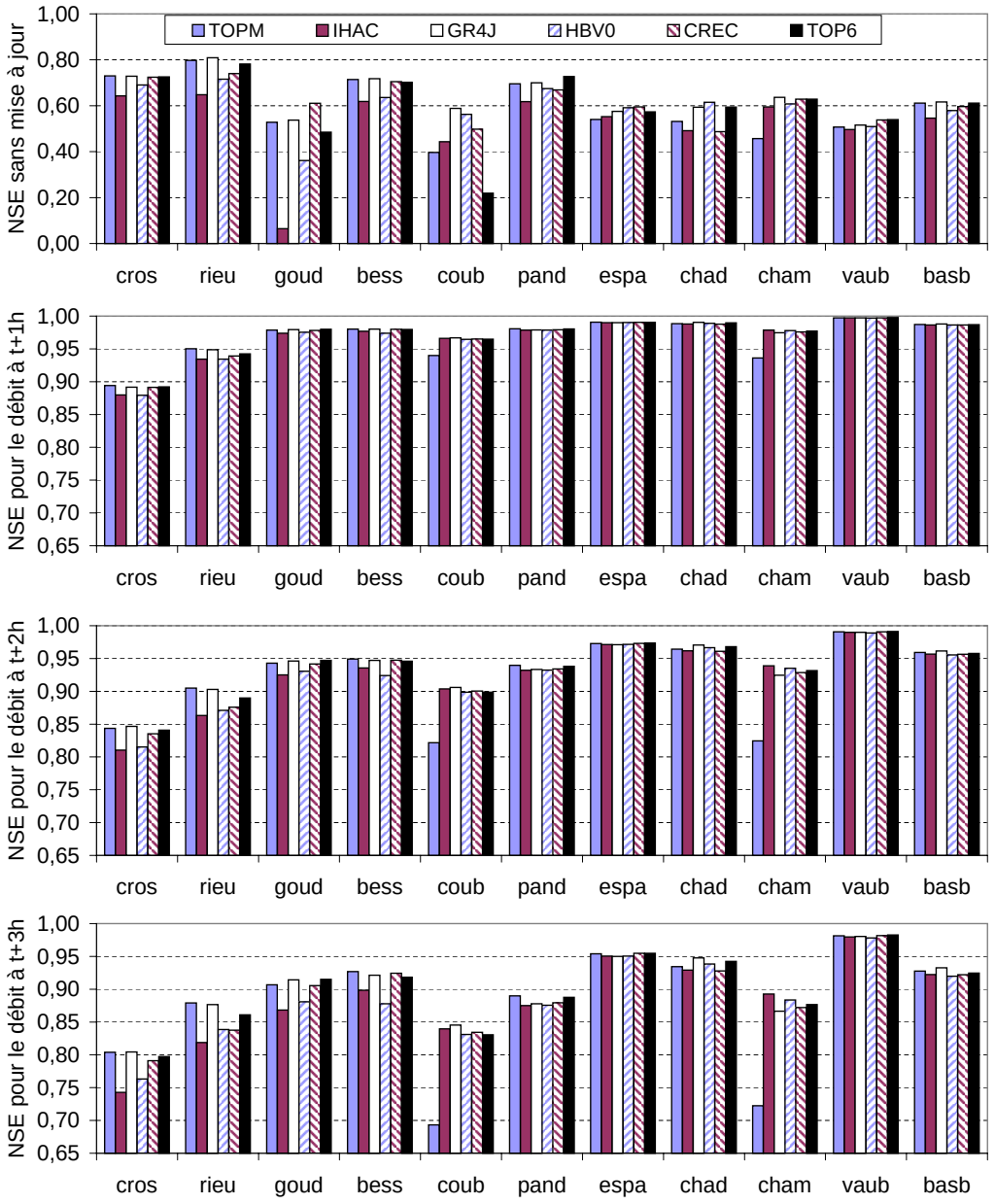


FIG. B.44 – *Performances (NSE) obtenues en moyenne sur chaque bassin par chacun des modèles sans mise à jour (en haut) puis avec une mise à jour sur t-1 h, t-2 h, t-3 heures (de haut en bas).*

voire très mauvaises performances sur ces bassins : c'est le cas de IHAC à Goudet, de TOPM, IHAC et TOP6 à Coubon, de TOPM au Chambon. Lorsque l'on utilise une mise à jour (par exemple pour un horizon de 3 heures), cela permet de compenser – en partie – les mauvaises simulations dans certains cas notamment pour IHAC à Goudet, Coubon et Chambon, pour TOP6 à Coubon, mais étrangement, dans le cas de TOPM, cela compense d'une manière beaucoup plus réduite les mauvaises simulations qui avaient été obtenues. On ne peut remettre en cause des différences de dynamiques des bassins versants, car si on prend l'exemple de Goudet et Coubon, la dynamique du dernier est plus lente. Pourtant, les performances très mauvaises qui étaient réalisées à Goudet avec le modèle IHAC (NSE≈0.06) sont compensées avec une mise à jour sur t-3 h (NSE≈0.87) alors que sur le bassin de Coubon, plus lent, pour lequel la mise à jour devrait être encore plus intéressante, ne permet d'obtenir une performance à 3 heures de NSE≈0.69 alors que la performance initiale était beaucoup moins mauvaise qu'à Goudet (NSE≈0.40). De même toujours à Coubon, les performances en simulation de TOP6 sont inférieures à celles de TOPM, pourtant avec mise à jour, le premier surpasse largement le

second. Cela pourrait indiquer que les erreurs de modélisations réalisées par TOPM sont moins autocorrélées entre elles qu'elles ne le sont pour les autres modèles.

Synthèse des évaluations sur toute la chronique L'étude des performances sur l'ensemble de la chronique a permis de mettre plusieurs points en avant :

en simulation :

- tout d'abord, il a été montré que la dégradation des performances lors du passage des calages aux contrôles est assez limitée ;
- lors de la comparaison des modèles entre eux, il a été observé que les classements pouvaient fluctuer selon que l'on se base sur la médiane ou la moyenne des performances ;
- de plus, il a été montré que les performances étaient très variables selon les bassins et que ce sont les petits bassins qui obtiennent les meilleures performances en simulation ;
- en simulation, les modèles qui sont apparus les plus performants en moyenne et également les plus robustes (bons sur davantage de bassins) sont les modèles GR4J, CREC, TOP6 et HBV0.

avec mise à jour :

- l'utilisation d'une mise à jour basique (report d'erreur) a permis d'augmenter les performances de manière significative ;
- pour un faible horizon de prévision en pluie future parfaitement connue, les modèles ont sensiblement tous les mêmes performances ;
- lorsque les horizons de prévision augmentent les performances décroissent et les écarts entre les modèles se creusent ;
- les petits bassins rapides bénéficient moins des améliorations apportées par la mise à jour que les bassins plus lents, cela quel que soit l'horizon de prévision [1] ;
- lors d'un examen par bassin, par modèle et par horizon de prévision, il a été montré que l'effet d'une mise à jour sur les débits ne profitent pas de la même manière à tous les modèles ; et TOPM semble moins en bénéficier que les autres modèles ;
- les modèles qui sont apparus les plus performants pour des horizons de prévision supérieurs à 1 heure sont GR4J, TOP6 et CREC.

1. on ne considère que des horizons de prévisions inférieurs au temps de réponse des bassins

B.6.4 Conclusions sur l'utilisation des modèles conceptuels

Le but de cette section était de choisir, caler, évaluer et comparer des modèles globaux conceptuels afin : (i) d'observer le comportement de ces modèles face à des données opérationnelles de qualité variable au cours du temps ; (ii) d'évaluer l'intérêt d'utiliser des modèles conceptuels sur ces bassins de la Loire amont, au pas de temps horaire ; (iii) de sélectionner le meilleur modèle conceptuel parmi ceux testés. Ceci afin de finalement obtenir des modèles prêts à être utilisés et évalués dans le cadre d'une comparaison avec d'autres outils de modélisation.

Ce travail a été divisé en deux parties. La première a été consacrée au calage des modèles ce qui a permis d'apporter une réponse au premier point. Il est apparu que les modèles réagissent plutôt bien à une amélioration de la qualité des données : la qualité générale des données s'améliore au fil des ans et les performances des modèles (en calage comme en contrôle) suivent cette évolution tandis que les jeux de paramètres restent relativement stables. Ceci est un résultat intéressant du point de vue opérationnel, car il suggère que si on réalise un effort sur la qualité des données (résolutions temporelle et spatiale, critique des chroniques, etc), les performances en modélisation peuvent être améliorées de manière significatives.

La seconde partie a été consacrée à l'évaluation des modèles, d'abord, en simulation, puis en prévision avec un report d'erreur sur les débits et un scénario de pluie future parfaitement connue. Il a été montré qu'en évaluation globale, des performances acceptables pour de la modélisation au pas de temps horaire – et sur des bassins relativement réactifs – sont obtenues. Il a également été vu qu'en simulation ce sont les plus petits bassins, non influencés par des ouvrages et certainement ceux pour lesquels la transformation de la pluie en débit a le plus d'importance, qui permettent d'obtenir les meilleurs performances. Ceci est également intéressant, car cela montre que les structures des modèles sont adaptées à ces petits bassins.

En ce qui concerne le dernier point, c'est-à-dire sélectionner le meilleur modèle, ce travail n'a pas bien permis de complètement discriminer des modèles dont le mode de fonctionnement est semblable et où seule la structure varie. Quatre des six modèles sont apparus particulièrement robustes et performants lors d'une évaluation classique de simulations en continu (critère de performance : critères de Nash & Sutcliffe (1970)). Lorsqu'un report d'erreur (c'est-à-dire une technique de mise à jour assez basique) est utilisé, les performances de tous les modèles sont augmentées de manière significative et pour des faibles horizons de prévision avec un scénario de pluie future parfaitement connue, tous les modèles obtiennent alors des performances très proches, alors que lorsque l'horizon de prévision augmentent les écarts entre les modèles se creusent – et les performances décroissent. Il a également été montré que l'effet d'une mise à jour sur les débits ne profite pas à tous les modèles de la même façon. Parmi les quatre modèles identifiés en simulation, trois sont apparus les plus performants lorsqu'une mise à jour est utilisée : parmi eux, le modèle le plus simple, GR4J, a été choisi pour être évalué dans le reste de l'étude.

B.7 Compléments sur l'évaluation approfondie des modèles conceptuels

B.7.1 Prévision des variations de débits

L'évaluation qui est proposée ici s'appuie sur la méthodologie précédente : la modification est que les modèles sont évalués sur leur capacité à prévoir les variations de débits plutôt que les valeurs des débits.

B.7.1.1 Méthodologie

a Critère de persistance sur les variations de débit Cette analyse a pour objectif d'évaluer quel niveau d'information apportent les modèles pluie-débit sur l'évolution future des débits. Un critère de persistance sur les variations de débits a été proposé comparant l'information apportée par le modèles pluie-débit sur les variations de débits, à un simple maintien du dernier débit observé [1].

$$NDi = 1 - \frac{\sum((Q_{obs}^{t+i} - Q_{obs}^{t}) - (Q_{prev}^{t+i} - Q_{prev}^{t}))^2}{\sum(Q_{obs}^{t+i} - Q_{obs}^{t})^2} = 1 - \frac{\sum(\Delta_i Q_{obs} - \Delta_i Q_{prev})^2}{\sum(\Delta_i Q_{obs})^2} \tag{B.14}$$

où :

- Q_{obs}^{t} est le débit observé (mesuré) à l'instant t
- $\overline{Q_{obs}}$ est la valeur moyenne des débits observés
- Q_{sim}^{t} est le débit simulé par le modèle pour l'instant t
- Q_{prev}^{t+i} est lé débit prévu par le modèle pour l'instant $t+i$
- $\Delta_i Q$ est l'écart entre des données de débits (observés ou prévus) à un intervalle de i pas de temps.

Un résultat positif ($NDi > 0$) signale que la modélisation apporte une information par rapport à un simple maintien du dernier débit observé. Un résultat négatif signale que si l'on veut prévoir la variation de débit, mieux vaut reconduire le dernier débit observé plutôt que d'utiliser les variations de débits prévues par les modèles.

b Évaluation des différents modèles Tous les modèles – sauf le modèle de persistance – ont été utilisés avec une connaissance supposée parfaite de la pluie future.

b.1 Les modèles conceptuels Il s'agit maintenant de prévoir les tendances, les variations de débits et de les comparer à la persistance. Il est donc nécessaire d'utiliser des informations fournies par les données de précipitations. Les techniques de mises à jour quand elles sont utilisées sur les sorties d'une modélisation (comme c'est le cas ici) ont uniquement pour but de rapprocher le débit simulé du débit observé en utilisant les informations précédentes (rattraper un éventuel retard dans une montée de crue ou dans une décrue). Ce qui nous intéresse ici est d'évaluer l'information sur la variation de débit que fournit le modèle hydrologique : pour pouvoir l'évaluer pleinement, il est donc indispensable de ne pas prendre en compte la mise à jour sur les débits qui peut masquer cette information. Les modèles conceptuels sont donc utilisés sans mise à jour. Les résultats médians du modèle conceptuel GR4J ont été conservés pour chacun des onze bassins, et pour chacune des deux périodes de validation. Ils sont ensuite présentés sous la forme de camembert (FIG.B.45) permettant ainsi d'évaluer dans quel pourcentage de cas les modélisations apportent une information par rapport à un simple maintien du dernier débit observé. La valeur moyenne des différents NDi permet de compléter cette information.

b.2 Les autres modèles Pour les autres modèles, la démarche est la même. Il existe un **modèle linéaire** par horizon de prévision et par bassin, ce sont ces résultats qui ont été comptabilisés. Pour les **RNA**, ce sont les performances des modèles sélectionnés par validation croisée (*cf.* B.5.4.2) qui ont été prises en compte.

1. *cf.* annexe 5.1.3.1 page 94 pour d'avantage d'information sur ce critère

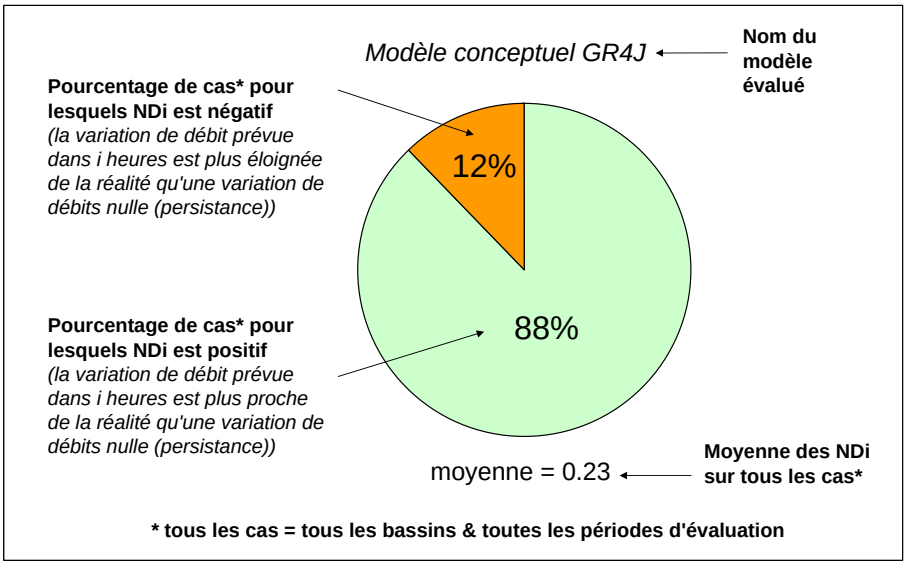


FIG. B.45 – *Représentation des performances sur les variations de débits pour un horizon de prévision i donné*

B.7.1.2 Présentation des résultats

Il apparaît que, dans l'ensemble, les critères de persistance sur les variation de débits sont soit négatifs, soit légèrement supérieurs à 0. Un comportement très différencié apparaît néanmoins selon l'approche de modélisation choisie (FIG.B.46). Pour les modèles conceptuels, dans presque 9 cas sur 10, le critère NDi est positif. Cet intérêt doit cependant être limité par la faible performance moyenne (0.2) qui indique que l'information apportée par ces modèles existe mais est modeste. On observe de plus, que la valeur moyenne du critère de persistance sur les variations de débit croît lorsque l'horizon de prévision augmente pour ce modèle. Ceci est une caractéristique connue de ce type de critère (*cf.* 5.1.3.1) et traduit le fait que la variabilité des débits (*i.e.* le dénominateur du critère) augmente avec l'écart temporel pris en compte pour refléter l'horizon de prévision.

En ce qui concerne les modèles linéaires et les réseaux de neurones, des performances moins bonnes sont obtenues du point de vue du critère NDi. De plus, celles-ci diminuent au fur et à mesure que l'horizon de prévision augmente – *i.e.* à l'opposé de ce qui était observé pour les modèles conceptuels. C'est-à-dire, que l'augmentation de la variabilité des débits avec l'écart temporel les séparant, ne compense même pas les moins bons résultats obtenus en prévision de tendances. Une autre façon de le formuler est que l'erreur sur la variation de débit prévue par ces modèles croît plus rapidement que la variabilité de ces débits. Plus l'horizon de prévision augmente, plus les débits futurs vont être conditionnés par les pluies plutôt que par les débits passés. Ce critère permet donc de traduire en partie la capacité des modèles à utiliser l'information pluviométrique et cette évaluation montre que les modèles linéaires et les réseaux de neurones rencontrent des difficultés à aller au-delà de leur capacité d'interpolation – ils tendent finalement simplement à prolonger des tendances – alors que le modèle conceptuel utilisé permet visiblement ici de mieux exploiter l'information pluviométrique.

B.7.1.3 Synthèse

Les modèles linéaires, les réseaux de neurones et un modèle conceptuel ont été comparés du point des variations de débits. Pour cela un critère de persistance sur les variations de débits a été proposé, comparant la variation de débit prévue a une variation de débit nulle (persistance). Tous les modèles ont été utilisés avec une hypothèse de connaissance parfaite de la pluie future afin de ne pas prendre en compte les incertitudes liées à la méconnaissance de la pluie future. Les résultats ont été regroupés par horizon de prévision en regroupant tous les bassins. Il apparaît que le modèle conceptuel obtient de meilleures performances que les autres modèles et que, étant donnée la formulation du critère, ses performances croissent (pluie future connue) avec l'horizon de prévision. Au contraire, les modèles basés sur les

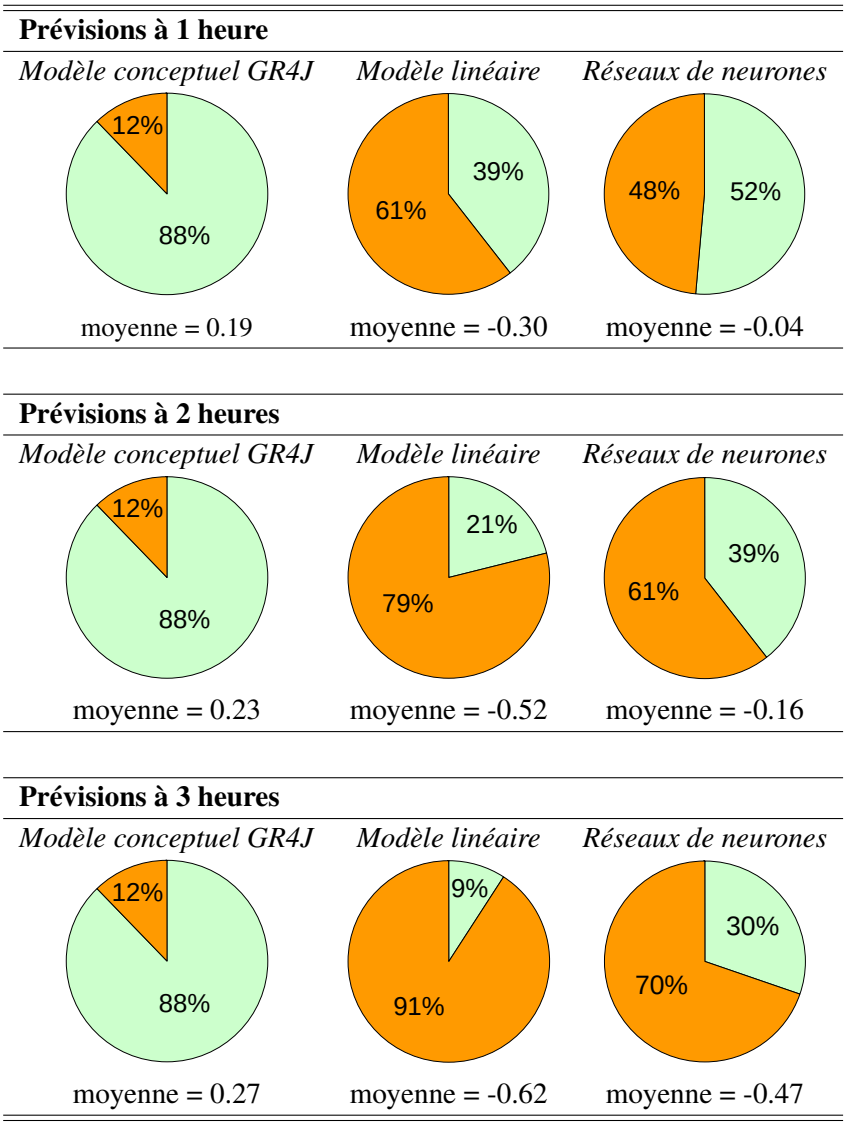


FIG. B.46 – *Comparaison des efficacités en prévision de variation de débits (critères NDi où i est l'horizon de prévision en heures) obtenus avec différents modèles pour trois horizons de prévisions. En vert (en clair), les pourcentages de valeurs de critères positives ; en orange (en foncé), le pourcentage de valeurs négatives*

données ont des performances moindres et qui diminuent quand l'horizon de prévision augmente, c'est-à-dire que l'erreur de prévision n'est pas compensée par une plus forte variabilité des débits.

B.7.2 Prise en compte des incertitudes liées au choix des paramètres (analyses supplémentaires)

B.7.2.1 Analyses de différents événements de crues

La crue de novembre 1996 à Rieutord (FIG.B.47)

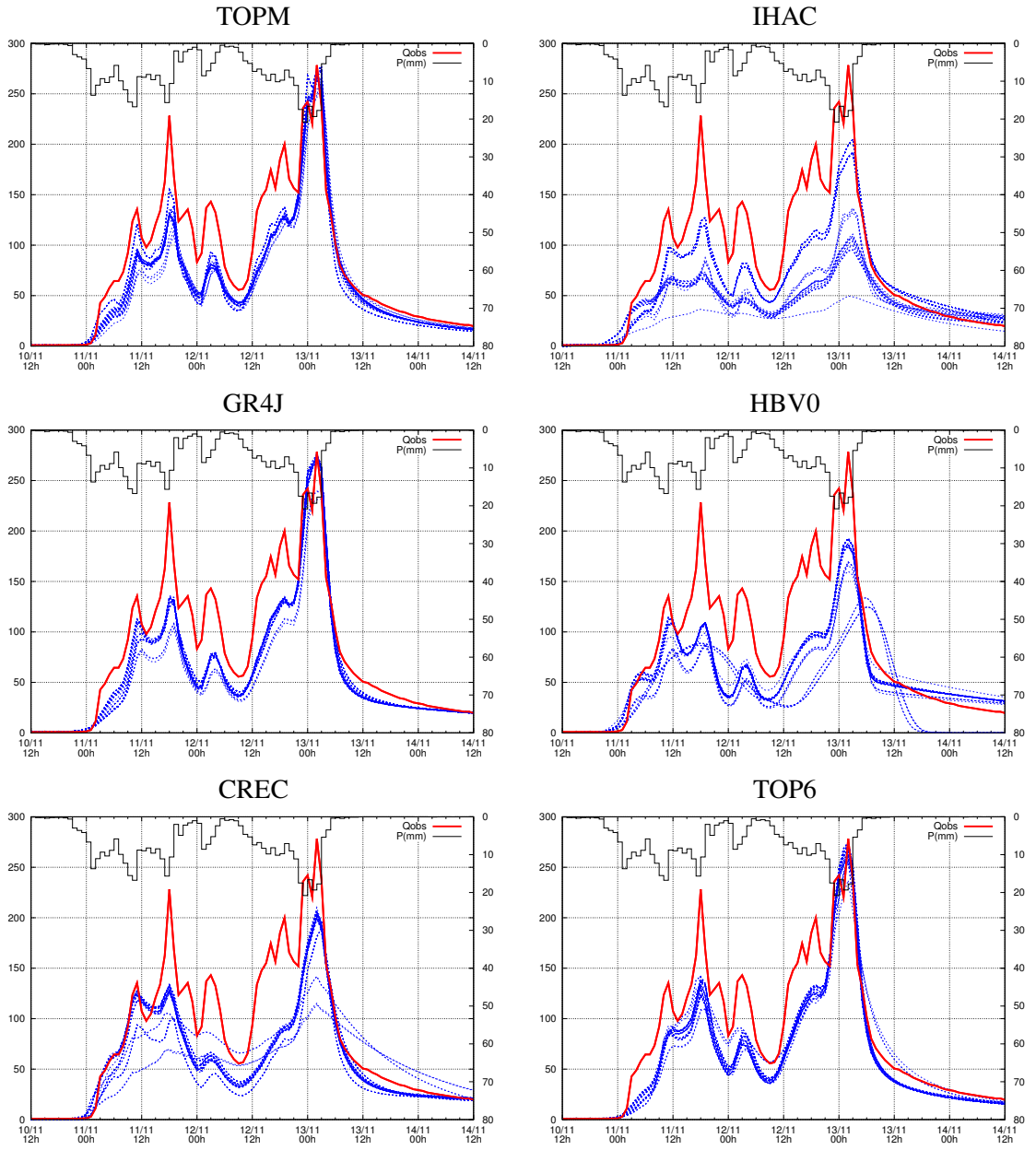


FIG. B.47 – *Crue de novembre 1996 simulée à Rieutord avec les 6 modèles conceptuels de cette étude. De nombreux jeux de paramètres issus des différents calages sont utilisés ici en contrôle.*

Cette crue est une crue importante sur les bassins de la Loire amont, ce n'est cependant pas la crue la plus forte enregistrée à Rieutord au cours de la période 1983-2002 (il s'agit de celle de 1992). On a pu observer lors de l'évaluation des modèles sur toute la chronique que le bassin de la Loire à Rieutord permettait en général d'obtenir de bonnes performances. Il est donc intéressant de voir ce que donnent les différents modèles sur cette crue.

Une forte correspondance entre les simulations issues des différents jeux de paramètres est observée pour les modèles TOPM, GR4J et TOP6. Au contraire, les hydrogrammes obtenus pour les modèles IHAC, HBV0 et CREC, four-

nissent une illustration de l'effet de mauvais calages sur les simulations. Dans l'ensemble les simulations des différents modèles sont assez proches : ils loupent tous la première partie de la crue (débit simulé entre 100 et 150 $m^3.s^{-1}$ au lieu de 240 $m^3.s^{-1}$; les meilleures simulations sont celles de TOPM sur cette première partie de la crue). L'origine de cette sous-estimation est vraisemblablement liée à une sous-estimation de la pluie sur le bassin.

En ce qui concerne la deuxième partie de la crue (à partir du 12 novembre 11h), la première montée de débits, avec ses deux pointes, n'est simulée par aucun des modèles, alors que les derniers pics (à partir de 21 h) sont bien simulés par TOPM, TOP6 et GR4J et sont sous-estimés par les autres modèles..

La crue de novembre 1996 au Chambon sur Lignon (FIG.B.48)

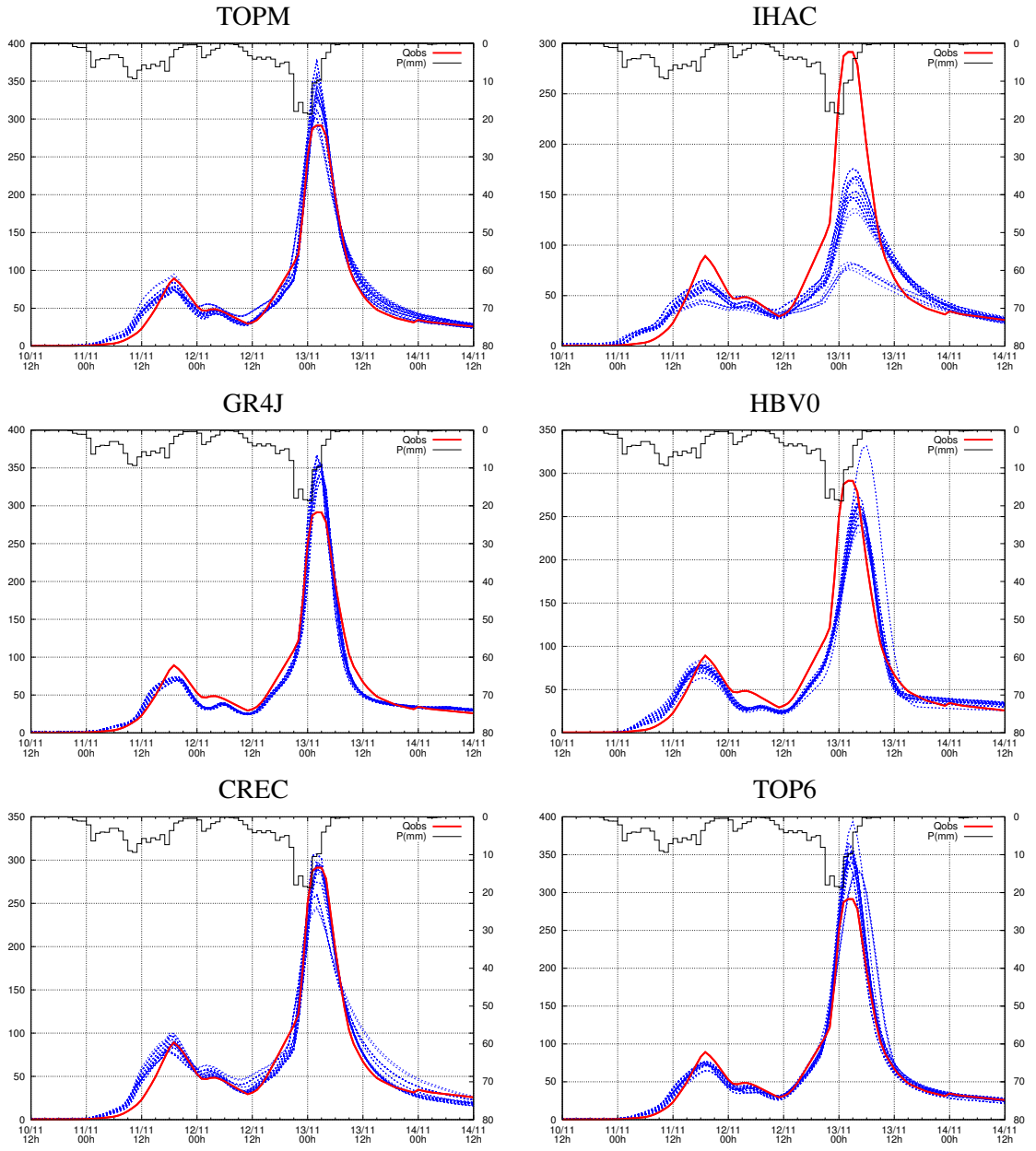


FIG. B.48 – *Crue de novembre 1996 simulée au Chambon sur Lignon avec les 6 modèles conceptuels de cette étude. De nombreux jeux de paramètres issus des différents calages sont utilisés ici en contrôle.*

Au Chambon sur Lignon, cette crue de novembre 1996, la plus forte depuis celle de septembre 1980[1], est bien simulée par l'ensemble des modèles (FIG.B.48). A nouveau, mais dans une moindre mesure que pour le bassin de Rieutord, quelques simulations, pour quelques modèles, s'écartent un peu du reste des simulations, notamment pour les modèles IHAC, HBV0 et CREC. Seul le modèle IHAC ne parvient pas à simuler correctement cette crue (erreur de presque un tiers du débit maximal). Le modèle HBV0 est quant à lui en retard d'environ 3 heures sur la pointe de crue. Les modèles GR4J et TOP6 sous-estiment la première petite crue du 11 novembre et surestime la seconde (13 novembre). Le modèle TOPM a tendance également à surestimer la pointe, alors que le modèle CREC est celui qui, pour cette crue et sur ce bassin, fournit la meilleure simulation.

Il est possible de noter la très faible variabilité des débits simulés malgré des jeux de paramètres différents ce qui peut être mis en relation avec le volume important d'eau précipitée lors de cet événement : passé un certain seuil, tout coule et la paramétrisation des modèles n'influe que de manière modérée sur les débits simulés.

La crue de décembre 2003 au Chambon sur Lignon (FIG.B.49)

Cette crue correspond à un des événements importants ayant eu lieu sur les bassins de la Loire amont au cours de la période 1977-2003. La pluie est caractérisée par des intensités moins élevées que dans le cas précédent mais par un épisode pluvieux plus prolongé et plus régulier. Il apparaît à nouveau que le modèle IHAC échoue à bien reproduire la crue. Ceci est assez étonnant, car si ce modèle ne faisait pas partie des meilleures modèles lors de l'évaluation sur l'ensemble de la chronique (NSE=0.59 en moyenne sur l'ensemble des contrôles pour le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon (*cf.* TAB.B.20) page 491), il était cependant meilleur que le modèle TOPM (NSE=0.46) qui lui, parvient plutôt bien à simuler ces événements de crue. C'est le cas également des modèles GR4J et TOP6 qui obtenaient quant à eux des performances moyennes plus élevées (*resp. NSE=0.64 et NSE=0.63*). Le très faible impact de l'incertitude sur les paramètres est à nouveau observé, pour tous les modèles excepté le modèle IHAC pour lequel l'ensemble des jeux des paramètres amènent à sous-estimer la réaction hydrologique, mais certains d'entre eux accentuent encore un peu plus cette sous-estimation. Tous les modèles ont tendance à sous-estimer la pointe de crue (170 $m^3.s^{-1}$ au lieu de 200 $m^3.s^{-1}$) et à simuler une reprise des débits la matinée du 3 décembre, alors que cela ne correspond pas à l'enregistrement des débits.

La crue de mai 1999 à Espaly-Saint-Marcel Un résultat supplémentaire qui a été un peu illustré dans le cas de la première crue (crue de novembre 1996 à Rieutord), mais qui est probablement davantage visible sur d'autres événements (FIG.B.50), est que dans certains cas, les modèles ne parviennent pas à bien simuler – voire à tout simplement simuler – et dans ce cas, l'ensemble des modèles se comportent à peu près de la même façon. Le problème dans ce cas n'est certainement pas la paramétrisation du modèle.

a Conclusions sur l'évaluation graphique Il est difficile de tirer des conclusions générales à partir d'une simple analyse graphique – et encore plus difficile à partir, seulement, de trois exemples. Cependant cette étude a été menée sur davantage de bassins, et davantage de crues, et les résultats qui sont retenus ici sont donc forcément arbitraires et non représentatifs de la totalité des situations des crues – mais ils ont été observés sur la plupart d'entre elles.

Le premier élément à retenir est que dans la plupart des cas, les simulations de débit sont très proches les unes des autres en période de crue ce qui sous-tend un rôle limité des incertitudes sur les paramètres. Cette conclusion semble surprenante, d'autant plus, si elle est mise en regard avec l'énorme quantité de travaux portant sur l'estimation des paramètres et des incertitudes qui leur sont associées. Néanmoins, pour modérer ce propos, il est apparu que dans certains cas, et pour certains modèles, des simulations très mauvaises ou parfois complètement aberrantes pouvaient être obtenues avec certains jeux de paramètres. Ainsi l'impact sur les débits simulés est peu sensible au choix des jeux de paramètres du moment que ceux-ci sont suffisamment pertinents... toute la question étant bien sûr de définir ce qui peut-être entendu par *« jeux de paramètres pertinents »*.

Les mêmes jeux de paramètres fournissent parfois des simulations qui paraissent acceptables, parfois des simulations qui *a posteriori*paraissent aberrantes.

1. dont nous n'avons pas les données, le limnigraphe étant en panne à ce moment-là, sur ce bassin

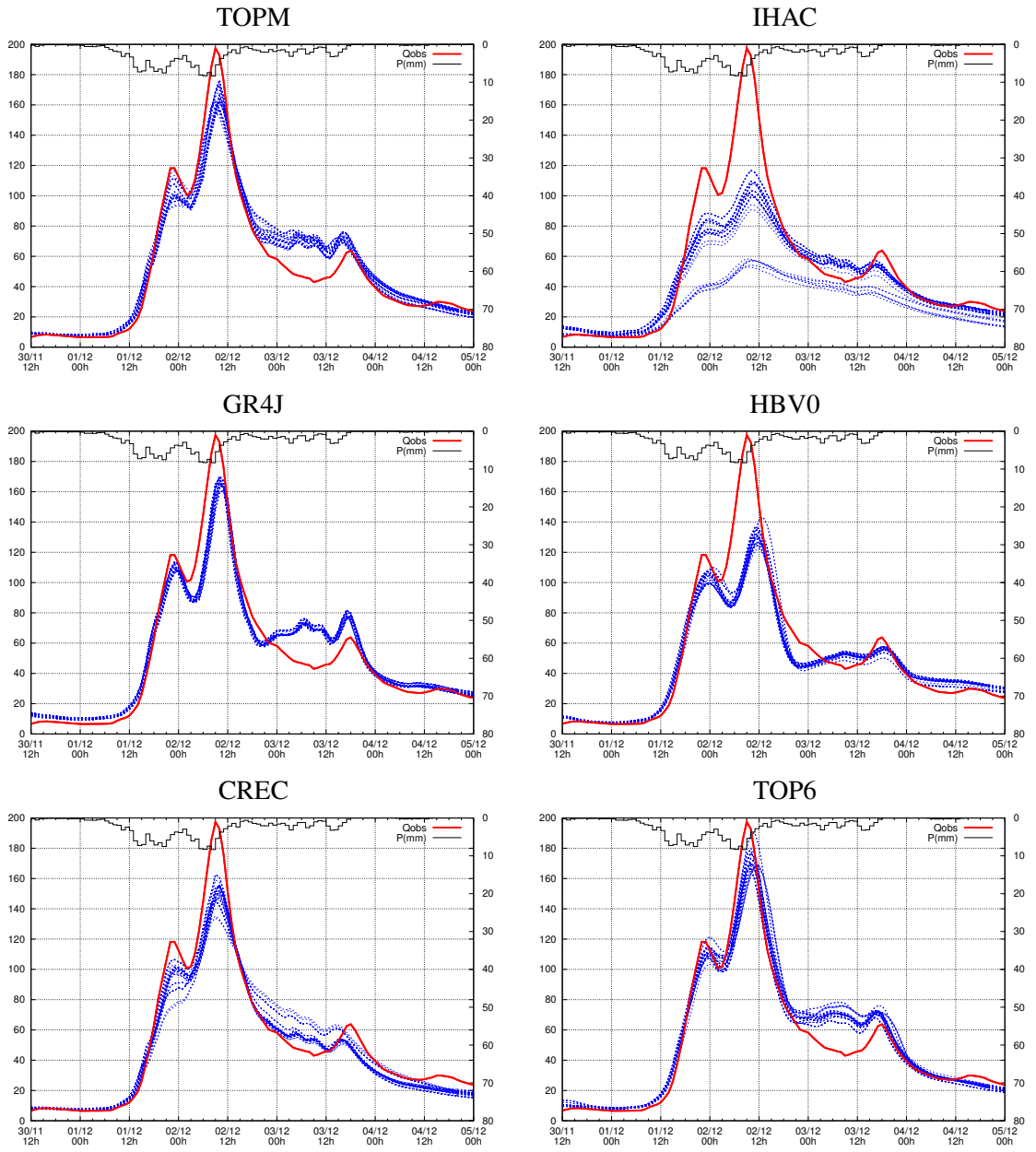


FIG. B.49 – *Crue de décembre 2003 simulée au Chambon sur Lignon avec les 6 modèles conceptuels de cette étude (de gauche à droite et de haut en bas : TOPM, IHAC; GR4J, HBV0, CREC, TOP6). De nombreux jeux de paramètres issus des différents calages sont utilisés ici en contrôle.*

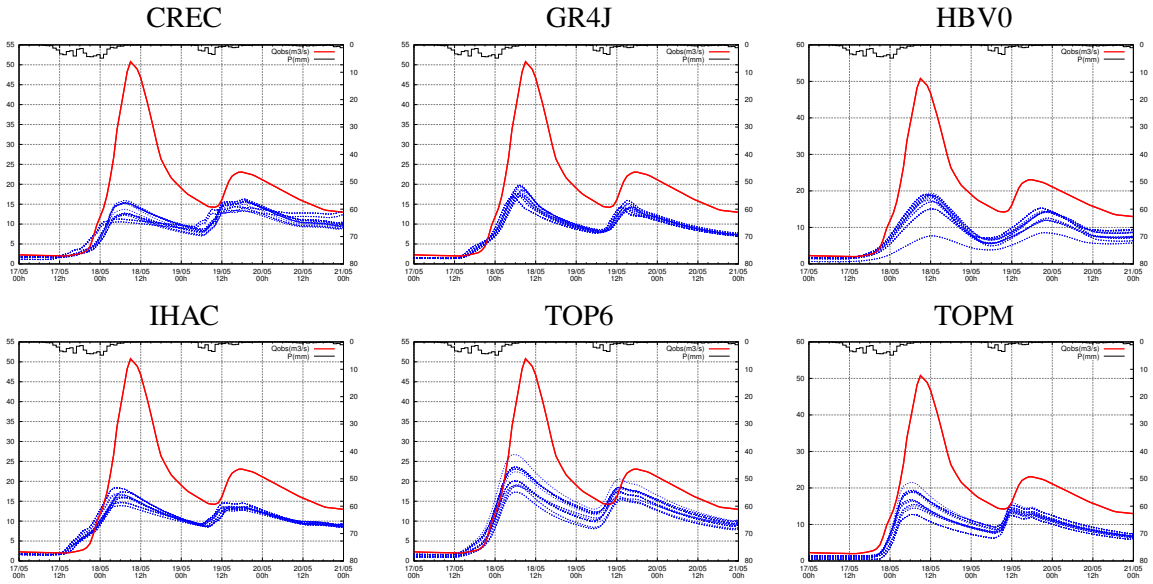


FIG. B.50 – *Crue de mai 1999 simulée à Espaly avec les 6 modèles conceptuels de cette étude. Aucun des modèles ne parvient à simuler la crue.*

B.7.3 Comptage des erreurs

B.7.3.1 Présentation

L'évaluation graphique précédente a montré que les débits simulés et observés se superposaient parfois, mais s'éloignaient aussi souvent de manière sensible. Il est assez tentant d'essayer de quantifier numériquement ces écarts et superpositions, *i.e.* le pourcentage de fois où les simulations sont jugées *« justes »* ou *« corrects »* vis-à-vis des observations.

Il serait souhaitable dans un premier temps de pouvoir dire quand le débit simulé est cohérent avec le débit observé – ou plutôt quand, étant donnée l'incertitude que l'on a sur l'estimation des paramètres des modèles, les débits simulés sont cohérents avec les observations. Pour cela, la méthode la plus logique consiste à compter le nombre de fois où le débit observé est compris dans la marge d'incertitude des simulations. C'est ce qui est fait en premier lieu, en utilisant un intervalle de confiance à 80% sur les débits simulés, ce qui devrait limiter le nombre de simulations aberrantes liées à des extremums locaux et identifiées lors de l'évaluation graphique.

Dans un second temps, les critères d'analyse sont relâchés : on ne compte plus seulement le nombre de fois où le débit observé est compris dans l'intervalle à 80% des simulations (les simulations sont alors jugées comme bonnes), mais l'erreur minimale réalisée entre cet intervalle de confiance des simulations et les observations. Cette erreur est ensuite rapportée à la valeur du débit observé : $Erreur(\%) = \frac{Erreur}{Q_{obs}}$.

- $Q_{obs} \in [Q_{10}; Q_{90}]$: le débit observé est compris dans l'intervalle de confiance à 80% des simulations d'ensemble, le débit simulé est considéré comme réaliste et l'erreur jugée nulle ;
- $Q_{obs} < Q_{10}$: le débit observé est inférieur à l'intervalle de confiance à 80% des simulations, l'erreur réalisée est alors calculée comme la différence du débit observé et de la borne inférieure des simulations *« possibles »* ;
- $Q_{obs} > Q_{90}$: le débit observé est supérieur à l'intervalle de confiance à 80% des simulations, l'erreur réalisée est alors calculé comme la différence du débit observé et de la borne supérieure des simulations *« possibles »* ;

Enfin, pour ces deux analyses, des classes de débits sont établies afin de pouvoir nuancer les résultats :

Classes	Interprétation
Tous les Qobs	tous les débits observés
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	les périodes d'étiage ne sont pas prises en compte
Qobs $\geq 5\times\overline{Qobs}$	seules les crues sont prises en compte
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	seules les crues moyennes ou fortes sont prises en compte

B.7.3.2 Résultats

L'objectif est d'évaluer la qualité des simulations d'ensemble en se basant sur l'intervalle de confiance à 80% de ces simulations.

Pour différents groupes de débits (tous les débits, débits supérieurs à 2, 5, 10 fois le débit moyen du bassin), le pourcentage de fois où le débit observé est compris dans l'intervalle de confiance à 80 % des débits simulés (incertitudes sur le choix du jeu de paramètres) est évalué et présenté dans le tableau TAB.B.21.

Le nombre de points de débits observés compris dans l'intervalle de confiance à 80% des simulations liées à l'incertitude sur l'estimation des paramètres, a été estimé (TAB.B.21). Il apparaît qu'il est relativement faible : entre 8 et 55% selon le modèle et en moyenne autour de 30% sur l'ensemble des débits. Si les étiages[1] ne sont pas pris en compte, ce pourcentage chute à environ 15% en moyenne – et reste à peu près stable lorsque l'on ne considère que des débits encore plus élevés (*i.e.* des débits supérieurs à 5 et 10 fois le débit moyen). La variabilité entre les bassins est surtout marquée pour le bassin de Bas-en-Basset pour lequel le nombre de débits observés compris dans l'intervalle de confiance à 80% est plus élevé. En ce qui concerne la variabilité entre les modèles, il semble que le modèle IHAC permette d'obtenir plus fréquemment des débits compris dans l'intervalle de confiance à 80% que les autres modèles. Au contraire les débits simulés avec le modèle GR4J encadrent très peu souvent le débit mesuré. Ce constat étonnant (car en opposition avec

1. c'est-à-dire si on ne prend en compte que les débits supérieurs à deux fois le débit moyen.

La Loire à Rieutord (62 km^2)								
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6	moy	nb de points
Tous les Qobs	25	55	10	8	16	31	24	
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	10	39	8	17	17	8	17	18450
Qobs $\geq 2.\times\overline{Qobs}$	14	22	11	20	16	9	16	3658
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	12	12	8	11	15	7	11	1335
max($Q_{90}-Q_{10}$)	117	142	84	138	176	86		
moy($Q_{90}-Q_{10}$)	0.5	2.4	0.3	0.5	0.7	0.6		

Le Lignon au Chambon-sur-Lignon (139 km^2)								
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6	moy	nb de points
Tous les Qobs	20	40	17	13	29	20	23	
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	9	14	9	8	11	8	10	24793
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	14	19	7	9	9	10	12	4494
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	12	17	7	7	9	12	11	1225
max($Q_{90}-Q_{10}$)	133	81	139	112	188	187		
moy($Q_{90}-Q_{10}$)	0.6	1.3	0.6	0.5	0.8	0.5		

La Loire à Bas-en-Basset (3 234 km^2)								
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6	moy	nb de points
Tous les Qobs	53	37	18	28	35	42	36	
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	19	21	9	26	16	17	18	26562
Qobs $\geq 5\times\overline{Qobs}$	16	20	14	25	19	16	18	2992
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	20	22	16	28	25	19	22	599
max($Q_{90}-Q_{10}$)	1097	672	692	797	1094	904		
moy($Q_{90}-Q_{10}$)	18.2	16.2	8.2	13.2	14.1	13.5		

TAB. B.21 – *Pourcentage de fois où le débit observé est compris dans l'intervalle de confiance à 80 % des débits simulés, décliné selon la catégorie de débit observé (tous les débits, débits supérieurs à 2, 5 et 10 fois le débit moyen du bassin ($\overline{Qobs}$)). Sont indiqués en dessous, en $m^3.s^{-1}$ pour chaque bassin, les largeurs maximales et moyennes des intervalles de confiances à 80%.*

ce qui avait été observé dans le chapitre 5 mais surtout en B.6 (page 472)), s'explique dans une certaine mesure par la largeur des intervalles de confiance utilisés. Ceux-ci ont donc été affichés dans le tableau TAB.B.22 de deux manières : l'intervalle maximal et l'intervalle moyen. Ces dernières indications confirment la forte variabilité de ces intervalles selon les modèles [1]. La difficulté qui apparaît donc lors de cette évaluation est qu'il est difficile de séparer le rôle de l'incertitude sur les paramètres de celui d'une plus ou moins bonne capacité des modèles à reproduire l'ensemble des débits.

Lorsque l'incertitude sur les paramètres est examinée pour chacun des modèles, il apparaît qu'elle est souvent plus faible pour les modèles GR4J et TOP6. Au contraire, l'incertitude sur les débits simulés avec les modèles CREC et IHAC est souvent assez élevée sur les bassins testés. Ces résultats peuvent être mis en relation avec les résultats d'une comparaison entre ces différents modèles, réalisée de manière préalable (*cf.* B.6.3 à partir de la page 491) qui avait montré que ces modèles GR4J et TOP6 obtenaient souvent de meilleures performances (évaluation en critère de Nash & Sutcliffe (1970), classique, en split sample test (Klemeš, 1986)) et que, en particulier le modèle IHAC obtenait en général de moins bonnes performances. En relation avec ce qui vient d'être observé dans l'étude présente, une explication émerge : il semble que les modèles qui obtenaient de moins bonnes performances dans la comparaison classique aient pâti d'une plus forte variabilité de leurs jeux de paramètres (en tout cas d'une plus forte variabilité des simulations hydrologiques issues de ces incertitudes sur les paramètres). Au contraire, les modèles dont l'incertitude sur les débits liées à l'estimation des paramètres est plus faible semblent avoir profité de cela lors d'une évaluation en calage/contrôle : les débits simulés avec un jeu de paramètres calés sur une autre période n'étant finalement pas si différents de ceux qui auraient obtenus directement en calage sur cette période.

1. Ceci peut bien sûr être très directement relié aux hydrogrammes de l'évaluation graphique précédente qui montraient des simulations plus ou moins resserrées selon le modèle et le bassin.

La Loire à Rieutord (62 km^2)								
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6	moy	nb de points
Tous les Qobs	25	55	10	8	16	31	24	
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	10	39	8	17	17	8	17	18450
Qobs $\geq 2.\times\overline{Qobs}$	14	22	11	20	16	9	16	3658
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	12	12	8	11	15	7	11	1335
$\max(Q_{90}-Q_{10})$	117	142	84	138	176	86		
$\text{moy}(Q_{90}-Q_{10})$	0.5	2.4	0.3	0.5	0.7	0.6		

Le Lignon au Chambon-sur-Lignon (139 km^2)								
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6	moy	nb de points
Tous les Qobs	20	40	17	13	29	20	23	
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	9	14	9	8	11	8	10	24793
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	14	19	7	9	9	10	12	4494
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	12	17	7	7	9	12	11	1225
$\max(Q_{90}-Q_{10})$	133	81	139	112	188	187		
$\text{moy}(Q_{90}-Q_{10})$	0.6	1.3	0.6	0.5	0.8	0.5		

La Loire à Bas-en-Basset (3 234 km^2)								
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6	moy	nb de points
Tous les Qobs	53	37	18	28	35	42	36	
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	19	21	9	26	16	17	18	26562
Qobs $\geq 5\times\overline{Qobs}$	16	20	14	25	19	16	18	2992
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	20	22	16	28	25	19	22	599
$\max(Q_{90}-Q_{10})$	1097	672	692	797	1094	904		
$\text{moy}(Q_{90}-Q_{10})$	18.2	16.2	8.2	13.2	14.1	13.5		

TAB. B.22 – *Pourcentage de fois où le débit observé est compris dans l'intervalle de confiance à 80 % des débits simulés, décliné selon la catégorie de débit observé (tous les débits, débits supérieurs à 2, 5 et 10 fois le débit moyen du bassin ($\overline{Qobs}$)). Sont indiqués en dessous, en $m^3.s^{-1}$ pour chaque bassin, les largeurs maximales et moyennes des intervalles de confiances à 80%.*

Il est néanmoins possible de comparer entre eux les pourcentages de réussite dont les caractéristiques des intervalles de confiance à 80% sont suffisamment proches. Par exemple, sur la bassin de la Loire à Rieutord, le modèle TOPM permet d'obtenir davantage de points dans l'intervalle de confiance à 80% de l'ensemble des débits, que les modèles HBV0 et CREC, modèles qui ont pourtant des intervalles moyens plus larges ou équivalents. De la même façon, sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset, le modèle TOP6 permet d'obtenir des performances sur l'ensemble des débits supérieures à celles des modèles CREC et IHAC qui ont pourtant des intervalles moyens plus larges. Mais globalement ce mode d'évaluation reste difficile à interpréter.

Il est montré qu'il était difficile de séparer les évaluations des incertitudes sur les paramètres et la qualité des simulations : de manière un peu inattendue, ce sont les modèles généralement classés dans les plus mauvais modèles, qui ont fourni les meilleurs résultats du point de vue de cette analyse(!)... et ceci est certainement à mettre en relation avec le fait que leurs intervalles d'incertitudes sont plus larges. Cette analyse se mord donc la queue.

Il est néanmoins apparu dans l'ensemble que relativement peu de débits observés était compris dans la gamme des débits simulés : ceci impliquerait que l'incertitude sur les paramètres n'est pas le seul élément explicatif des écarts entre les débits observés et simulés et ce, pour tous les modèles et les bassins.

En second lieu, les erreurs de simulations ont été évaluées, toujours à partir de l'intervalle de confiance à 80% des débits simulés, et des résultats variables selon les bassins ont été obtenus : les simulations à Bas-en-Basset semblent de moins bonnes qualité que celles au Chambon, elles-mêmes moins bonnes qu'à Rieutord. Même si de manière générale, il est possible d'observer que, si la plupart des débits sont estimés avec une erreur relativement faible (moins de 5%), plus les gammes de débits augmentent et moins cela est vrai : erreur supérieure à 5% – voire 20% – de la valeur du débit observé.

Pourcentage d'erreurs sur les débits de crues Une autre façon d'évaluer les simulations consiste à calculer pour chaque pas de temps, l'erreur qui est commise sur l'estimation du débit. Les données de débit étant connues avec une certaine incertitude liée aux erreurs de limnimétrie puis à la transformation des hauteurs en débits, il ne semble pas aberrant de *« tolérer »* une certaine erreur sur les simulations. Cette erreur est calculée par rapport aux bornes de l'intervalle à 80% des simulations d'ensemble tel que décrit précédemment (page 506).

De la même façon que lors de l'analyse précédente, cette évaluation est réalisée pour différentes classes de débits ; et les seuils d'erreur ont été fixés à 5% et 20% (TAB.B.23).

La Loire à Rieutord (62 km^2)

	TOPM		IHAC		GR4J		HBV0		CREC		TOP6		moyenne	
erreur $\leq$ à	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%
Tous les Qobs	98	99.8	98	99.8	98	99.8	97	99.7	97	99.7	98	99.7	98	99.8
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	83	98	85	98	83	98	81	98	83	98	82	98	83	98
Qobs $\geq 5\times\overline{Qobs}$	52	90	56	89	52	90	57	88	51	89	44	88	52	89
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	28	75	26	71	28	75	24	70	27	71	21	70	26	72

Le Lignon au Chambon-sur-Lignon (139 km^2)

	TOPM		IHAC		GR4J		HBV0		CREC		TOP6		moyenne	
erreur $\leq$ à	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%
Tous les Qobs	96	99.7	96	99.7	96	99.6	95	99.6	95	99.6	96	99.6	96	99.6
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	63	97	69	97	68	97	60	97	65	97	61	97	64	97
Qobs $\geq 5\times\overline{Qobs}$	46	85	45	86	35	82	31	82	35	83	36	82	38	83
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	34	64	28	62	17	55	17	54	23	59	26	58	24	59

La Loire à Bas-en-Basset (3 234 km^2)

	TOPM		IHAC		GR4J		HBV0		CREC		TOP6		moyenne	
erreur $\leq$ à	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%	5%	20%
Tous les Qobs	69	87	62	85	52	81	60	87	63	86	67	86	62	85
Qobs $\geq 2\times\overline{Qobs}$	24	42	25	42	13	30	32	48	22	39	22	40	23	40
Qobs $\geq 5\times\overline{Qobs}$	18	24	22	31	18	24	27	34	22	29	18	23	21	28
Qobs $\geq 10\times\overline{Qobs}$	20	24	23	28	17	20	31	38	26	28	20	23	23	27

TAB. B.23 – *Erreur de simulation comme un pourcentage du débit observé : pourcentage d'erreurs inférieures à 5% et à 20%*

Il apparaît que plus la classe de débits considérée est haute (débits forts), plus le nombre d'erreurs importantes est élevé. Ceci indique que l'écart-type des erreurs est plus que proportionnel au débit à simuler (si la distribution des erreurs était indépendante du débit, on observerait la tendance inverse) Ceci est vrai pour tous les bassins. Cependant, une fois ce constat établi, des résultats sensiblement différents apparaissent selon le bassin concerné. Sur le bassin de la Loire à Rieutord, les résultats de tous les modèles sont très proches les uns des autres : ils sont très bons sur l'ensemble des débits (presque 98% d'erreurs inférieures à 5% et la quasi-totalité des erreurs inférieures à 20%) mais se dégradent de manière assez marquée lorsque les débits supports de l'évaluation sont plus élevés (environ 50% d'erreurs inférieures à 5% pour les débits supérieurs à 5 fois le débit moyen et seulement 26% pour les débits supérieurs à 10 fois le débit moyen). Néanmoins, pour ces débits élevés, le pourcentage d'erreurs inférieures à 20% continue à ne pas être trop élevé (28%). Ce n'est pas le cas sur les autres bassins pour lesquels ce pourcentage d'erreurs supérieures à 20% est de 40% (à Chambon sur Lignon) et de 73% (sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset). Pour les bassins de Chambon et de Bas-en-Basset, un comportement hétérogène des modèles apparaît : au Chambon, le modèle HBV0, et dans une moindre mesure le modèle GR4J, semblent fournir des performances légèrement moins bonnes que les autres modèles qui entre eux fournissent des pourcentages d'erreurs assez proches ; à Bas-en-Basset, le modèle GR4J, fournit les moins bonnes performances, alors que cette fois le modèle HBV0 en fournit plutôt de bonnes... Cette analyse est relativement difficile à interpréter dans la mesure ou, comme dans le cas précédent, Les résultats dépendent des intervalles de confiances à 80% des simulations eux-mêmes parfois dépendants de quelques simulations liées à des extremums locaux. Elle permet néanmoins de donner des ordre de grandeur de la part de l'incertitude de modélisation, expliquée par l'incertitude sur

le choix des paramètres : environ 72% des débits les plus forts (supérieurs à 10 fois le débit moyen) sont simulés avec une erreur inférieure à 20 % à Rieutord ; ce chiffre chute à 59% au Chambon sur Lignon et à 27% à Bas-en-Basset.

Le classement obtenu, suggérant que les simulations sont de moins bonne qualité à Bas-en-Basset qu'au Chambon sur lignon, elles-mêmes moins bonnes qu'à Rieutord est en accord avec les résultats de modélisations obtenues par ailleurs (*cf.* chapitre 5 et annexe B.6).

B.7.3.3 Synthèse

Cette analyse numérique pour évaluer la sensibilité des simulations à l'incertitude sur les paramètres dépend en grande partie des intervalles de confiance obtenus sur les simulations et eux-mêmes dépendent parfois de quelques jeux de paramètres sous-optimaux ce qui rend difficile l'interprétation des résultats obtenues. Il a été montré que très peu de données de débits observées sont comprises dans l'intervalle de confiance à 80% des incertitudes liées à l'estimation des paramètres (moins d'un tiers, sur l'ensemble des débits). Lorsqu'une incertitude sur la donnée de débit est prise en compte, alors un nombre plus importants de débits simulés paraissent acceptables, mais ce nombre est réduit lorsque seuls les débits importants sont considérés ou lorsque la taille du bassin croît.

L'incertitude sur les paramètres n'a pas complètement été explorée dans cet examen, mais il semble que celle qui a été prise en compte ici ne permette d'expliquer qu'une faible part des incertitudes totales de modélisation (Vrugt *et al.*, 2006; Kuczera *et al.*, 2006).

B.7.4 Prévision de dépassements de seuil

B.7.4.1 Réflexions sur les critères de dépassement

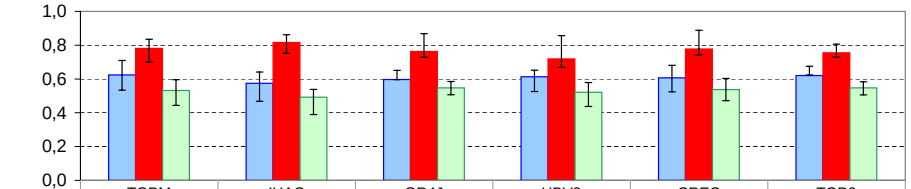
a Analyse sur le critère CSI Une bonne simulation correspond donc à une valeur élevée de POD (pourcentage des dépassements de seuils observés qui ont été simulés par le modèle) et une valeur faible de FAR (pourcentage de fausses alertes sur le nombre total d'alertes). CSI tend vers 0 quand POD tend vers 0 ou FAR tend vers 1 ; si FAR est égal à 0, alors CSI est égal à POD ou si POD=1, alors CSI est égale à 1-FAR ; pour POD=FAR=0.5, CSI=0.33.

CSI *POD* / *FAR*	1.0	→	0.5	→	0.0
0.0	1	→	0.5	→	0
↓	↓	↘	↓	↘	↓
0.5	0.5	→	0.33	→	0
↓	↓	↘	↓	↘	↓
1.0	0	→	0	→	0

TAB. B.24 – *Variations de CSI selon les valeurs de POD et FAR.*

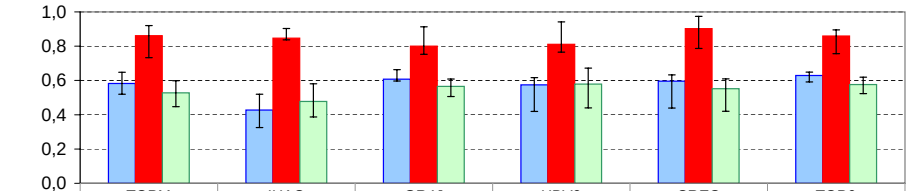
B.7.4.2 Résultats en moyenne sur tous les bassins (figure)

Seuil 1 – Moyennes sur tous les bassins



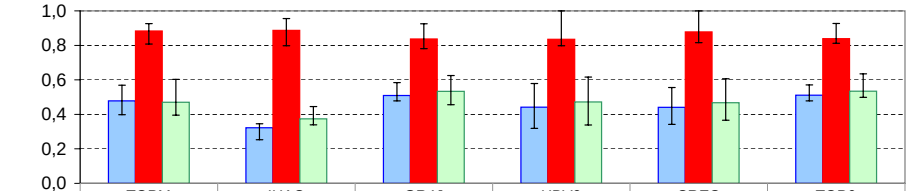
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6
POD	0,62	0,57	0,60	0,61	0,61	0,62
(1-FAR)	0,78	0,82	0,76	0,72	0,78	0,75
CSI	0,53	0,49	0,55	0,52	0,54	0,55

Seuil 2 – Moyennes sur tous les bassins



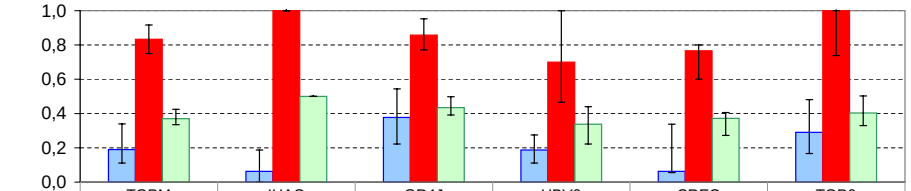
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6
POD	0,58	0,43	0,61	0,57	0,60	0,63
(1-FAR)	0,86	0,85	0,80	0,81	0,90	0,86
CSI	0,53	0,48	0,57	0,58	0,55	0,58

Seuil 3 – Moyennes sur tous les bassins



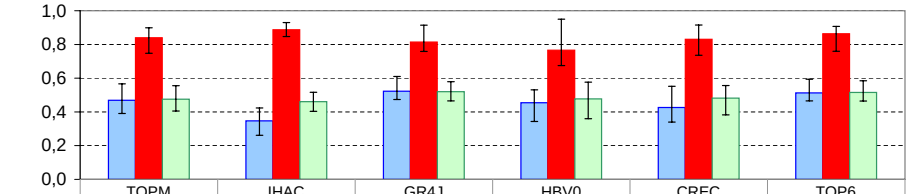
	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6
POD	0,48	0,32	0,51	0,44	0,44	0,51
(1-FAR)	0,88	0,89	0,84	0,84	0,88	0,84
CSI	0,47	0,37	0,53	0,47	0,47	0,53

Seuil 4 – Moyennes sur tous les bassins



	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6
POD	0,19	0,06	0,38	0,19	0,06	0,29
(1-FAR)	0,83	1,00	0,86	0,70	0,77	1,00
CSI	0,37	0,50	0,43	0,34	0,37	0,40

Moyennes sur tous les seuils – Moyennes sur tous les bassins



	TOPM	IHAC	GR4J	HBV0	CREC	TOP6
POD	0,47	0,35	0,52	0,45	0,43	0,51
(1-FAR)	0,84	0,89	0,81	0,77	0,83	0,86
CSI	0,48	0,46	0,52	0,48	0,48	0,52

FIG. B.51 – *Critères de détection de dépassement de seuils pour différentes valeurs de seuils*

B.7.4.3 Résultats par bassin

Les valeurs sont données sous la forme « min-max (médiane) » correspondant à l'ensemble des jeux de paramètres testés (pour le CSI, les min, max et médianes des CSI sont pris en compte et non calculés directement à partir des min, max et médianes des POD et FAR, ce qui n'aurait pas de signification). Le nombre de crues (colonne 3) correspond au nombre de crues observées.

modèle	POD1	POD2	POD3	POD4	FAR1	FAR2	FAR3	FAR4	CSI1	CSI2	CSI3	CSI4
TOPM	0.93	0.82	0.88	0.12	0.15	0.07	0.13	0.50	0.82	0.77	0.79	0.12
IHAC	0.95	0.85	0.62	0.00	0.22	0.12	0.22	–	0.81	0.78	0.59	–
GR4J	0.85	0.82	0.85	0.25	0.12	0.07	0.16	0.50	0.78	0.79	0.76	0.22
HBV0	0.93	0.85	0.85	0.00	0.20	0.16	0.14	1.00	0.79	0.78	0.76	0.00
CREC	0.88	0.79	0.73	0.00	0.14	0.15	0.11	1.00	0.80	0.74	0.70	0.00
TOP6	0.85	0.82	0.85	0.25	0.13	0.10	0.14	0.33	0.78	0.79	0.76	0.25
moy	0.90	0.82	0.79	0.10	0.16	0.11	0.15	–	0.80	0.78	0.73	–

modèle	POD1	POD2	POD3	POD4	FAR1	FAR2	FAR3	FAR4	CSI1	CSI2	CSI3	CSI4
TOPM	0.86	0.76	0.81	0.12	0.12	0.07	0.12	0.0	0.77	0.71	0.72	0.12
IHAC	0.93	0.76	0.50	0.00	0.17	0.08	0.00	—	0.79	0.71	0.50	—
GR4J	0.85	0.82	0.81	0.12	0.11	0.04	0.13	0.5	0.76	0.79	0.70	0.11
HBV0	0.88	0.82	0.73	0.00	0.17	0.10	0.13	1.0	0.75	0.73	0.66	0.00
CREC	0.86	0.76	0.69	0.00	0.13	0.07	0.10	1.0	0.76	0.71	0.64	0.00
TOP6	0.81	0.76	0.81	0.12	0.12	0.07	0.12	0.0	0.74	0.71	0.72	0.12
moy	0.87	0.78	0.72	0.06	0.14	0.07	0.10	0.5	0.76	0.73	0.66	0.07

TAB. B.25 – *Comparaison des 6 modèles selon les 4 seuils choisis pour des débits simulés à Cros de Géorand. Meilleurs jeux de paramètres retenus (en haut) et jeux de paramètres médians (en bas)*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
7	TOPM	59	48-55	(51)	4-11	(8)	4-10	(7)	0.81-0.93	(0.86)	0.07-0.15	(0.12)	0.74-0.82	(0.77)
7	IHAC	59	51-56	(55)	3-8	(4)	8-15	(11)	0.86-0.95	(0.93)	0.13-0.22	(0.17)	0.70-0.81	(0.79)
7	GR4J	59	46-50	(50)	9-13	(9)	2-7	(6)	0.78-0.85	(0.85)	0.04-0.12	(0.11)	0.74-0.78	(0.76)
7	HBV0	59	51-55	(52)	4-8	(7)	8-13	(11)	0.86-0.93	(0.88)	0.13-0.20	(0.17)	0.72-0.79	(0.75)
7	CREC	59	46-52	(51)	7-13	(8)	4-8	(8)	0.78-0.88	(0.86)	0.07-0.14	(0.13)	0.70-0.80	(0.76)
7	TOP6	59	44-50	(48)	9-15	(11)	2-7	(6)	0.75-0.85	(0.81)	0.04-0.13	(0.12)	0.68-0.78	(0.74)
17.5	TOPM	33	24-29	(27)	6-10	(8)	1-2	(2)	0.70-0.82	(0.76)	0.04-0.07	(0.07)	0.68-0.77	(0.71)
17.5	IHAC	33	15-28	(25)	5-18	(8)	0-4	(2)	0.45-0.85	(0.76)	0.00-0.12	(0.08)	0.44-0.78	(0.71)
17.5	GR4J	33	24-27	(27)	6-9	(6)	1-2	(1)	0.73-0.82	(0.82)	0.04-0.07	(0.04)	0.71-0.79	(0.79)
17.5	HBV0	33	22-28	(27)	5-11	(6)	1-5	(3)	0.67-0.85	(0.82)	0.04-0.16	(0.10)	0.65-0.78	(0.73)
17.5	CREC	33	21-26	(25)	7-12	(8)	1-4	(2)	0.64-0.79	(0.76)	0.04-0.15	(0.07)	0.59-0.74	(0.71)
17.5	TOP6	33	23-27	(25)	6-10	(8)	1-3	(2)	0.70-0.82	(0.76)	0.04-0.10	(0.07)	0.68-0.79	(0.71)
23	TOPM	26	13-23	(21)	3-13	(5)	0-3	(3)	0.50-0.88	(0.81)	0.00-0.13	(0.12)	0.50-0.79	(0.72)
23	IHAC	26	5-16	(13)	10-21	(13)	0-4	(0)	0.19-0.62	(0.50)	0.00-0.22	(0.00)	0.19-0.59	(0.50)
23	GR4J	26	13-22	(21)	4-13	(5)	0-4	(3)	0.50-0.85	(0.81)	0.00-0.16	(0.13)	0.50-0.76	(0.70)
23	HBV0	26	10-22	(19)	4-16	(7)	0-3	(3)	0.38-0.85	(0.73)	0.00-0.14	(0.13)	0.38-0.76	(0.66)
23	CREC	26	13-19	(18)	7-13	(8)	0-2	(2)	0.50-0.73	(0.69)	0.00-0.11	(0.10)	0.50-0.70	(0.64)
23	TOP6	26	13-22	(21)	4-13	(5)	0-3	(3)	0.50-0.85	(0.81)	0.00-0.14	(0.12)	0.50-0.76	(0.72)
70	TOPM	8	0-1	(1)	7-8	(7)	0-1	(0)	0.00-0.12	(0.12)	0.00-0.50	(0.00)	0.11-0.12	(0.12)
70	IHAC	8	0-0	(0)	8-8	(8)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	GR4J	8	0-2	(1)	6-8	(7)	0-1	(1)	0.00-0.25	(0.12)	0.33-0.50	(0.50)	0.11-0.22	(0.11)
70	HBVO	8	0-0	(0)	8-8	(8)	0-1	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	CREC	8	0-0	(0)	8-8	(8)	0-1	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	TOP6	8	0-2	(1)	6-8	(7)	0-1	(0)	0.00-0.25	(0.12)	0.00-0.33	(0.00)	0.12-0.25	(0.12)

TAB. B.26 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Cros de Géorand*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
27	TOPM	57	41-52	(46)	5-16	(11)	4-12	(4)	0.72-0.91	(0.81)	0.08-0.19	(0.08)	0.67-0.80	(0.75)
27	IHAC	57	20-52	(46)	5-37	(11)	0-18	(5)	0.35-0.91	(0.81)	0.00-0.26	(0.10)	0.35-0.80	(0.74)
27	GR4J	57	43-50	(48)	7-14	(9)	4-4	(4)	0.75-0.88	(0.84)	0.07-0.09	(0.08)	0.70-0.82	(0.79)
27	HBV0	57	44-54	(50)	3-13	(7)	4-28	(8)	0.77-0.95	(0.88)	0.08-0.34	(0.14)	0.64-0.78	(0.77)
27	CREC	57	37-54	(52)	3-20	(5)	3-10	(16)	0.65-0.95	(0.91)	0.07-0.16	(0.10)	0.62-0.84	(0.80)
27	TOP6	57	38-45	(44)	12-19	(13)	2-4	(3)	0.67-0.79	(0.77)	0.04-0.09	(0.07)	0.63-0.75	(0.74)
68	TOPM	34	24-31	(29)	4-11	(6)	1-1	(1)	0.68-0.88	(0.82)	0.03-0.04	(0.03)	0.66-0.86	(0.80)
68	IHAC	34	0-24	(24)	10-34	(10)	0-1	(1)	0.00-0.71	(0.71)	0.00-0.04	(0.04)	0.29-0.69	(0.69)
68	GR4J	34	23-29	(27)	5-11	(7)	1-1	(1)	0.68-0.85	(0.79)	0.03-0.04	(0.04)	0.66-0.83	(0.77)
68	HBV0	34	18-30	(29)	4-16	(5)	0-2	(1)	0.53-0.88	(0.85)	0.00-0.10	(0.03)	0.53-0.86	(0.83)
68	CREC	34	5-27	(25)	7-29	(9)	0-1	(1)	0.15-0.79	(0.74)	0.00-0.06	(0.04)	0.15-0.77	(0.71)
68	TOP6	34	22-26	(25)	8-12	(9)	1-1	(1)	0.65-0.76	(0.74)	0.04-0.04	(0.04)	0.63-0.74	(0.71)
89	TOPM	30	12-28	(20)	2-18	(10)	0-1	(0)	0.40-0.93	(0.67)	0.00-0.03	(0.00)	0.40-0.90	(0.67)
89	IHAC	30	0-17	(16)	13-30	(14)	0-0	(0)	0.00-0.57	(0.53)	0.00-0.00	(0.00)	0.10-0.57	(0.53)
89	GR4J	30	14-22	(21)	8-16	(9)	0-0	(0)	0.47-0.73	(0.70)	0.00-0.00	(0.00)	0.47-0.73	(0.70)
89	HBV0	30	5-21	(17)	9-25	(13)	0-0	(0)	0.17-0.70	(0.57)	0.00-0.00	(0.00)	0.17-0.70	(0.57)
89	CREC	30	1-20	(16)	10-29	(14)	0-0	(0)	0.03-0.67	(0.53)	0.00-0.00	(0.00)	0.03-0.67	(0.53)
89	TOP6	30	11-21	(19)	9-19	(11)	0-1	(0)	0.37-0.70	(0.63)	0.00-0.05	(0.00)	0.37-0.70	(0.63)
270	TOPM	5	0-3	(2)	2-5	(3)	0-0	(0)	0.00-0.60	(0.40)	0.00-0.00	(0.00)	0.40-0.60	(0.60)
270	IHAC	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
270	GR4J	5	0-3	(2)	2-5	(3)	0-0	(0)	0.00-0.60	(0.40)	0.00-0.00	(0.00)	0.40-0.60	(0.60)
270	HBVO	5	0-1	(0)	4-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.20	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.20-0.20	(0.20)
270	CREC	5	0-1	(0)	4-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.20	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.20-0.20	(0.20)
270	TOP6	5	0-3	(1)	2-5	(4)	0-0	(0)	0.00-0.60	(0.20)	0.00-0.00	(0.00)	0.20-0.60	(0.20)

TAB. B.27 – *Évaluation des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils ($m^3.s^{-1}$) pour le bassin de la Loire à Rieutord.*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
50	TOPM	30	19-27	(21)	3-11	(9)	10-17	(11)	0.63-0.90	(0.70)	0.31-0.40	(0.33)	0.46-0.59	(0.52)
50	IHAC	30	20-24	(21)	6-10	(9)	9-18	(12)	0.67-0.80	(0.70)	0.31-0.43	(0.36)	0.49-0.54	(0.50)
50	GR4J	30	22-29	(22)	1-8	(8)	4-40	(4)	0.73-0.97	(0.73)	0.15-0.58	(0.15)	0.41-0.70	(0.65)
50	HBV0	30	3-23	(22)	7-27	(8)	0-18	(14)	0.10-0.77	(0.73)	0.00-0.45	(0.39)	0.10-0.59	(0.51)
50	CREC	30	19-25	(22)	5-11	(8)	7-12	(7)	0.63-0.83	(0.73)	0.24-0.32	(0.26)	0.50-0.64	(0.59)
50	TOP6	30	21-27	(21)	3-9	(9)	9-16	(9)	0.70-0.90	(0.70)	0.30-0.41	(0.31)	0.48-0.59	(0.54)
125	TOPM	14	9-12	(9)	2-5	(5)	0-6	(2)	0.64-0.86	(0.64)	0.00-0.35	(0.18)	0.55-0.69	(0.56)
125	IHAC	14	8-12	(11)	2-6	(3)	0-10	(4)	0.57-0.86	(0.79)	0.00-0.45	(0.27)	0.50-0.69	(0.61)
125	GR4J	14	10-14	(11)	0-4	(3)	2-29	(2)	0.71-1.00	(0.79)	0.15-0.67	(0.16)	0.33-0.69	(0.67)
125	HBV0	14	1-11	(11)	3-13	(3)	0-6	(2)	0.07-0.79	(0.79)	0.00-0.38	(0.15)	0.07-0.69	(0.63)
125	CREC	14	8-11	(10)	3-6	(4)	0-6	(1)	0.57-0.79	(0.71)	0.00-0.35	(0.10)	0.55-0.67	(0.63)
125	TOP6	14	9-11	(10)	3-5	(4)	1-5	(1)	0.64-0.79	(0.68)	0.09-0.31	(0.10)	0.58-0.67	(0.60)
165	TOPM	13	6-10	(7)	3-7	(6)	0-2	(0)	0.46-0.77	(0.54)	0.00-0.17	(0.00)	0.46-0.67	(0.54)
165	IHAC	13	5-10	(7)	3-8	(6)	0-7	(2)	0.38-0.77	(0.54)	0.00-0.41	(0.22)	0.38-0.60	(0.47)
165	GR4J	13	8-12	(9)	1-5	(4)	0-19	(1)	0.62-0.92	(0.69)	0.00-0.61	(0.09)	0.37-0.71	(0.64)
165	HBV0	13	1-11	(9)	2-12	(4)	0-5	(1)	0.08-0.85	(0.69)	0.00-0.33	(0.10)	0.08-0.73	(0.60)
165	CREC	13	6-10	(7)	3-7	(6)	0-2	(0)	0.46-0.77	(0.54)	0.00-0.17	(0.00)	0.46-0.67	(0.54)
165	TOP6	13	8-11	(8)	2-5	(5)	0-2	(0)	0.62-0.85	(0.62)	0.00-0.17	(0.00)	0.62-0.73	(0.62)
500	TOPM	2	1-1	(1)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.50-0.50	(0.50)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)
500	IHAC	2	0-1	(1)	1-2	(1)	0-0	(0)	0.00-0.50	(0.50)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)
500	GR4J	2	1-2	(1)	0-1	(1)	0-3	(0)	0.50-1.00	(0.50)	0.00-0.60	(0.00)	0.40-0.50	(0.50)
500	HBV0	2	0-1	(1)	1-2	(1)	0-2	(0)	0.00-0.50	(0.50)	0.00-0.67	(0.50)	0.25-0.50	(0.33)
500	CREC	2	1-1	(1)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.50-0.50	(0.50)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)
500	TOP6	2	1-1	(1)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.50-0.50	(0.50)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)

TAB. B.28 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Goudet*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
13	TOPM	15	11-15	(12)	0-4	(3)	5-10	(6)	0.73-1.00	(0.80)	0.29-0.40	(0.33)	0.52-0.62	(0.57)
13	IHAC	15	10-14	(11)	1-5	(4)	2-12	(3)	0.67-0.93	(0.73)	0.14-0.48	(0.23)	0.48-0.71	(0.56)
13	GR4J	15	10-13	(11)	2-5	(4)	4-7	(5)	0.67-0.87	(0.73)	0.29-0.35	(0.31)	0.53-0.59	(0.55)
13	HBV0	15	13-13	(13)	2-2	(2)	6-12	(9)	0.87-0.87	(0.87)	0.32-0.48	(0.41)	0.48-0.62	(0.54)
13	CREC	15	12-14	(12)	1-3	(3)	4-9	(6)	0.80-0.93	(0.80)	0.25-0.41	(0.32)	0.54-0.63	(0.60)
13	TOP6	15	11-13	(11)	2-4	(4)	4-6	(5)	0.73-0.87	(0.73)	0.27-0.32	(0.31)	0.55-0.62	(0.58)
32.5	TOPM	7	2-5	(3)	2-5	(4)	0-2	(0)	0.29-0.71	(0.43)	0.00-0.29	(0.00)	0.29-0.57	(0.43)
32.5	IHAC	7	1-3	(1)	4-6	(6)	0-0	(0)	0.14-0.43	(0.14)	0.00-0.00	(0.00)	0.14-0.43	(0.14)
32.5	GR4J	7	3-5	(5)	2-4	(2)	0-3	(1)	0.43-0.71	(0.64)	0.00-0.38	(0.17)	0.43-0.63	(0.50)
32.5	HBV0	7	2-4	(2)	3-5	(5)	0-2	(1)	0.29-0.57	(0.29)	0.00-0.33	(0.33)	0.25-0.44	(0.25)
32.5	CREC	7	2-5	(4)	2-5	(3)	0-3	(0)	0.29-0.71	(0.57)	0.00-0.38	(0.00)	0.29-0.57	(0.50)
32.5	TOP6	7	3-6	(5)	1-4	(2)	0-2	(0)	0.43-0.86	(0.71)	0.00-0.29	(0.07)	0.43-0.75	(0.56)
43	TOPM	6	1-4	(1)	2-5	(5)	0-1	(0)	0.17-0.67	(0.17)	0.00-0.02	(0.00)	0.17-0.67	(0.17)
43	IHAC	6	0-1	(1)	5-6	(5)	0-0	(0)	0.00-0.17	(0.17)	0.00-0.00	(0.00)	0.17-0.17	(0.17)
43	GR4J	6	1-3	(2)	3-5	(4)	0-0	(0)	0.17-0.50	(0.25)	0.00-0.00	(0.00)	0.17-0.50	(0.25)
43	HBV0	6	1-2	(2)	4-5	(4)	0-0	(0)	0.17-0.33	(0.33)	0.00-0.00	(0.00)	0.17-0.33	(0.33)
43	CREC	6	1-3	(2)	3-5	(4)	0-0	(0)	0.17-0.50	(0.33)	0.00-0.00	(0.00)	0.17-0.50	(0.33)
43	TOP6	6	1-4	(2)	2-5	(4)	0-0	(0)	0.17-0.67	(0.33)	0.00-0.00	(0.00)	0.17-0.67	(0.33)
130	TOPM	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-1	(0)	—	(—)	—	(—)	—	(—)
130	IHAC	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—)	—	(—)	—	(—)
130	GR4J	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-1	(0)	—	(—)	—	(—)	—	(—)
130	HBVO	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—)	—	(—)	—	(—)
130	CREC	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—)	—	(—)	—	(—)
130	TOP6	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-1	(0)	—	(—)	—	(—)	—	(—)

TAB. B.29 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Besseyre*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
80	TOPM	7	5-7	(6)	0-2	(1)	2-10	(3)	0.71-1.00	(0.86)	0.29-0.59	(0.33)	0.41-0.64	(0.56)
80	IHAC	7	5-7	(5)	0-2	(2)	3-6	(4)	0.71-1.00	(0.71)	0.38-0.55	(0.44)	0.38-0.55	(0.45)
80	GR4J	7	6-6	(6)	1-1	(1)	2-2	(2)	0.86-0.86	(0.86)	0.25-0.25	(0.25)	0.67-0.67	(0.67)
80	HBV0	7	4-6	(5)	1-3	(2)	0-4	(2)	0.57-0.86	(0.71)	0.00-0.44	(0.27)	0.44-0.71	(0.50)
80	CREC	7	4-7	(6)	0-3	(1)	1-6	(2)	0.57-1.00	(0.86)	0.20-0.46	(0.33)	0.44-0.67	(0.54)
80	TOP6	7	6-7	(7)	0-1	(0)	2-8	(4)	0.86-1.00	(1.00)	0.25-0.53	(0.39)	0.47-0.67	(0.59)
145	TOPM	3	2-3	(3)	0-1	(0)	1-8	(2)	0.67-1.00	(1.00)	0.33-0.73	(0.40)	0.27-0.60	(0.55)
145	IHAC	3	3-3	(3)	0-0	(0)	0-4	(2)	1.00-1.00	(1.00)	0.00-0.57	(0.40)	0.43-1.00	(0.60)
145	GR4J	3	3-3	(3)	0-0	(0)	2-2	(2)	1.00-1.00	(1.00)	0.40-0.40	(0.40)	0.60-0.60	(0.60)
145	HBV0	3	3-3	(3)	0-0	(0)	0-2	(1)	1.00-1.00	(1.00)	0.00-0.40	(0.25)	0.60-1.00	(0.75)
145	CREC	3	1-3	(3)	0-2	(0)	0-4	(1)	0.33-1.00	(1.00)	0.00-0.57	(0.25)	0.33-0.75	(0.51)
145	TOP6	3	3-3	(3)	0-0	(0)	1-5	(3)	1.00-1.00	(1.00)	0.25-0.62	(0.50)	0.38-0.75	(0.50)
185	TOPM	3	2-3	(3)	0-1	(0)	0-7	(2)	0.67-1.00	(1.00)	0.00-0.70	(0.40)	0.30-0.67	(0.55)
185	IHAC	3	2-3	(3)	0-1	(0)	0-2	(2)	0.67-1.00	(1.00)	0.00-0.40	(0.40)	0.60-1.00	(0.60)
185	GR4J	3	3-3	(3)	0-0	(0)	1-2	(1)	1.00-1.00	(1.00)	0.25-0.40	(0.25)	0.60-0.75	(0.75)
185	HBV0	3	2-3	(3)	0-1	(0)	0-1	(0)	0.67-1.00	(1.00)	0.00-0.25	(0.00)	0.67-1.00	(0.88)
185	CREC	3	1-3	(3)	0-2	(0)	0-3	(0)	0.33-1.00	(1.00)	0.00-0.50	(0.00)	0.33-1.00	(0.63)
185	TOP6	3	2-3	(3)	0-1	(0)	0-3	(1)	0.67-1.00	(1.00)	0.00-0.50	(0.25)	0.50-1.00	(0.75)
625	TOPM	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—)	—	(—)
625	IHAC	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—)	—	(—)
625	GR4J	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—)	—	(—)
625	HBVO	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—)	—	(—)
625	CREC	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—)	—	(—)
625	TOP6	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—)	—	(—)

TAB. B.30 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Coubon*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
16	TOPM	11	6-8	(7)	3-5	(5)	2-5	(3)	0.55-0.73	(0.64)	0.22-0.42	(0.27)	0.44-0.57	(0.54)
16	IHAC	11	7-9	(7)	2-4	(4)	3-4	(4)	0.64-0.82	(0.64)	0.30-0.36	(0.31)	0.47-0.60	(0.50)
16	GR4J	11	5-7	(7)	4-6	(4)	1-4	(4)	0.45-0.64	(0.64)	0.17-0.36	(0.36)	0.38-0.47	(0.47)
16	HBV0	11	6-9	(6)	2-5	(5)	1-5	(4)	0.55-0.82	(0.55)	0.12-0.40	(0.33)	0.40-0.58	(0.50)
16	CREC	11	4-8	(6)	3-7	(5)	0-3	(2)	0.36-0.73	(0.55)	0.00-0.30	(0.25)	0.36-0.57	(0.46)
16	TOP6	11	7-8	(7)	3-4	(4)	1-3	(2)	0.64-0.73	(0.64)	0.12-0.30	(0.22)	0.50-0.58	(0.54)
40	TOPM	5	4-5	(4)	0-1	(1)	0-2	(0)	0.80-1.00	(0.80)	0.00-0.29	(0.00)	0.67-0.83	(0.80)
40	IHAC	5	2-3	(2)	2-3	(3)	0-0	(0)	0.40-0.60	(0.40)	0.00-0.00	(0.00)	0.40-0.60	(0.40)
40	GR4J	5	3-5	(4)	0-2	(1)	0-1	(1)	0.60-1.00	(0.80)	0.00-0.20	(0.17)	0.60-0.83	(0.67)
40	HBV0	5	2-5	(5)	0-3	(0)	0-3	(1)	0.40-1.00	(1.00)	0.00-0.38	(0.17)	0.33-0.83	(0.80)
40	CREC	5	3-5	(4)	0-2	(1)	0-1	(1)	0.60-1.00	(0.80)	0.00-0.20	(0.17)	0.60-0.83	(0.67)
40	TOP6	5	4-4	(4)	1-1	(1)	0-1	(0)	0.80-0.80	(0.80)	0.00-0.20	(0.00)	0.67-0.80	(0.80)
52.8	TOPM	4	2-4	(2)	0-2	(2)	0-2	(1)	0.50-1.00	(0.50)	0.00-0.33	(0.33)	0.40-0.67	(0.40)
52.8	IHAC	4	1-1	(1)	3-3	(3)	0-0	(0)	0.25-0.25	(0.25)	0.00-0.00	(0.00)	0.25-0.25	(0.25)
52.8	GR4J	4	1-3	(2)	1-3	(2)	0-1	(1)	0.25-0.75	(0.50)	0.00-0.33	(0.25)	0.25-0.60	(0.40)
52.8	HBV0	4	2-4	(2)	0-2	(2)	0-2	(1)	0.50-1.00	(0.50)	0.00-0.33	(0.33)	0.40-0.67	(0.40)
52.8	CREC	4	2-4	(2)	0-2	(2)	0-2	(1)	0.50-1.00	(0.50)	0.00-0.40	(0.33)	0.40-0.75	(0.50)
52.8	TOP6	4	2-3	(2)	1-2	(2)	0-1	(1)	0.50-0.75	(0.50)	0.00-0.33	(0.25)	0.40-0.60	(0.50)
160	TOPM	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—-)	—	(—-)	—	(—-)
160	IHAC	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—-)	—	(—-)	—	(—-)
160	GR4J	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—-)	—	(—-)	—	(—-)
160	HBVO	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—-)	—	(—-)	—	(—-)
160	CREC	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—-)	—	(—-)	—	(—-)
160	TOP6	0	0-0	(0)	0-0	(0)	0-0	(0)	—	(—-)	—	(—-)	—	(—-)

TAB. B.31 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Pandraux*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
36	TOPM	17	2-8	(4)	9-15	(13)	1-3	(2)	0.12-0.47	(0.24)	0.20-0.40	(0.33)	0.11-0.40	(0.22)
36	IHAC	17	1-1	(0)	16-17	(17)	0-0	(0)	0.00-0.06	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.06-0.06	(0.06)
36	GR4J	17	5-6	(5)	11-12	(12)	1-2	(1)	0.29-0.35	(0.29)	0.17-0.29	(0.17)	0.26-0.32	(0.28)
36	HBV0	17	3-5	(4)	12-14	(13)	2-3	(2)	0.18-0.29	(0.24)	0.33-0.43	(0.38)	0.16-0.25	(0.21)
36	CREC	17	0-8	(4)	9-17	(13)	0-2	(2)	0.00-0.47	(0.24)	0.20-0.40	(0.33)	0.16-0.42	(0.21)
36	TOP6	17	5-8	(5)	9-12	(12)	2-4	(3)	0.29-0.47	(0.29)	0.29-0.38	(0.38)	0.25-0.38	(0.25)
51	TOPM	8	0-2	(1)	6-8	(7)	0-1	(1)	0.00-0.25	(0.12)	0.00-1.00	(0.50)	0.00-0.25	(0.11)
51	IHAC	8	0-0	(0)	8-8	(8)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
51	GR4J	8	1-1	(1)	7-7	(7)	0-1	(1)	0.12-0.12	(0.12)	0.00-0.50	(0.50)	0.11-0.12	(0.11)
51	HBV0	8	0-0	(0)	8-8	(8)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
51	CREC	8	0-2	(2)	6-8	(6)	0-1	(0)	0.00-0.25	(0.25)	0.00-0.35	(0.00)	0.12-0.25	(0.25)
51	TOP6	8	1-3	(2)	5-7	(6)	0-3	(1)	0.12-0.38	(0.25)	0.00-0.50	(0.25)	0.12-0.33	(0.25)
70	TOPM	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-1	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	IHAC	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	GR4J	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	HBV0	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	CREC	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
70	TOP6	5	0-0	(0)	5-5	(5)	0-1	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
140	TOPM	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
140	IHAC	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
140	GR4J	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
140	HBVO	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
140	CREC	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
140	TOP6	1	0-0	(0)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)

TAB. B.32 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Espaly*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes	alarmes manquées	fausses alarmes	POD	FAR	CSI
135	TOPM	31	19-25 (20)	6-12 (11)	3-3 (3)	0.61-0.81 (0.65)	0.11-0.14 (0.13)	0.56-0.74 (0.59)
135	IHAC	31	15-20 (16)	11-16 (15)	0-4 (2)	0.48-0.65 (0.52)	0.11-0.17 (0.12)	0.45-0.57 (0.48)
135	GR4J	31	19-21 (21)	10-12 (10)	1-4 (4)	0.61-0.68 (0.68)	0.05-0.16 (0.16)	0.59-0.62 (0.60)
135	HBV0	31	13-23 (18)	8-16 (13)	2-3 (2)	0.48-0.74 (0.58)	0.09-0.15 (0.12)	0.45-0.68 (0.55)
135	CREC	31	17-24 (20)	7-14 (11)	0-6 (2)	0.55-0.77 (0.65)	0.00-0.20 (0.09)	0.55-0.67 (0.61)
135	TOP6	31	19-24 (22)	7-12 (9)	4-7 (5)	0.61-0.77 (0.71)	0.15-0.23 (0.20)	0.53-0.63 (0.63)
165	TOPM	28	16-18 (17)	10-12 (11)	2-3 (3)	0.57-0.64 (0.61)	0.11-0.16 (0.15)	0.52-0.58 (0.55)
165	IHAC	28	10-16 (12)	12-18 (16)	3-5 (3)	0.36-0.57 (0.43)	0.18-0.24 (0.21)	0.32-0.48 (0.39)
165	GR4J	28	17-17 (17)	11-11 (11)	1-2 (2)	0.61-0.61 (0.61)	0.06-0.11 (0.11)	0.57-0.59 (0.57)
165	HBV0	28	13-20 (14)	8-15 (14)	0-3 (1)	0.46-0.71 (0.50)	0.00-0.17 (0.06)	0.45-0.65 (0.48)
165	CREC	28	11-21 (15)	7-17 (13)	0-3 (0)	0.39-0.75 (0.54)	0.00-0.13 (0.00)	0.39-0.68 (0.54)
165	TOP6	28	15-18 (18)	10-12 (10)	2-3 (3)	0.57-0.64 (0.64)	0.11-0.15 (0.14)	0.53-0.58 (0.58)
200	TOPM	24	12-13 (12)	11-12 (12)	4-6 (4)	0.50-0.54 (0.50)	0.25-0.32 (0.25)	0.43-0.43 (0.43)
200	IHAC	24	8-11 (9)	13-16 (15)	0-5 (1)	0.33-0.46 (0.38)	0.00-0.33 (0.10)	0.33-0.39 (0.34)
200	GR4J	24	12-13 (12)	11-12 (12)	4-5 (5)	0.50-0.54 (0.50)	0.25-0.29 (0.28)	0.41-0.45 (0.43)
200	HBV0	24	8-16 (10)	8-16 (14)	0-6 (0)	0.33-0.67 (0.42)	0.00-0.29 (0.00)	0.32-0.43 (0.42)
200	CREC	24	6-16 (8)	8-18 (16)	0-5 (0)	0.25-0.67 (0.33)	0.00-0.24 (0.00)	0.25-0.55 (0.33)
200	TOP6	24	12-14 (13)	10-12 (11)	3-5 (5)	0.50-0.58 (0.54)	0.19-0.28 (0.26)	0.44-0.48 (0.45)
750	TOPM	2	1-1 (1)	1-1 (1)	0-0 (0)	0.50-0.50 (0.50)	0.00-0.00 (0.00)	0.50-0.50 (0.50)
750	IHAC	2	0-1 (0)	1-2 (2)	0-0 (0)	0.00-0.50 (0.00)	0.00-0.00 (0.00)	0.50-0.50 (0.50)
750	GR4J	2	1-1 (1)	1-1 (1)	0-0 (0)	0.50-0.50 (0.50)	0.00-0.00 (0.00)	0.50-0.50 (0.50)
750	HBV0	2	1-2 (2)	1-1 (1)	0-1 (1)	0.50-0.50 (0.50)	0.00-0.50 (0.50)	0.33-0.50 (0.33)
750	CREC	2	0-1 (0)	1-2 (2)	0-1 (0)	0.00-0.50 (0.00)	0.50-0.50 (0.50)	0.33-0.33 (0.33)
750	TOP6	2	1-1 (1)	1-1 (1)	0-1 (0)	0.50-0.50 (0.50)	0.00-0.50 (0.00)	0.33-0.50 (0.50)

TAB. B.33 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Chadrac*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
48	TOPM	32	5-25	(21)	7-27	(11)	0-7	(4)	0.16-0.78	(0.66)	0.00-0.22	(0.16)	0.16-0.64	(0.58)
48	IHAC	32	2-23	(21)	9-30	(11)	0-5	(4)	0.06-0.72	(0.66)	0.00-0.25	(0.16)	0.06-0.64	(0.58)
48	GR4J	32	19-21	(21)	10-12	(10)	1-4	(4)	0.61-0.68	(0.68)	0.05-0.16	(0.16)	0.59-0.62	(0.60)
48	HBV0	32	13-23	(18)	8-16	(13)	2-3	(2)	0.48-0.74	(0.58)	0.09-0.15	(0.12)	0.45-0.68	(0.55)
48	CREC	32	17-24	(20)	7-14	(11)	0-6	(2)	0.55-0.77	(0.65)	0.00-0.20	(0.09)	0.55-0.67	(0.61)
48	TOP6	32	19-24	(22)	7-12	(9)	4-7	(5)	0.61-0.77	(0.71)	0.15-0.23	(0.20)	0.53-0.63	(0.63)
69	TOPM	27	1-11	(8)	16-26	(19)	0-0	(0)	0.04-0.41	(0.30)	0.00-0.00	(0.00)	0.04-0.41	(0.30)
69	IHAC	27	10-16	(12)	12-18	(16)	3-5	(3)	0.36-0.57	(0.43)	0.18-0.24	(0.21)	0.32-0.48	(0.39)
69	GR4J	27	17-17	(17)	11-11	(11)	1-2	(2)	0.61-0.61	(0.61)	0.06-0.11	(0.11)	0.57-0.59	(0.57)
69	HBV0	27	13-20	(14)	8-15	(14)	0-3	(1)	0.46-0.71	(0.50)	0.00-0.17	(0.06)	0.45-0.65	(0.48)
69	CREC	27	11-21	(15)	7-17	(13)	0-3	(0)	0.39-0.75	(0.54)	0.00-0.13	(0.00)	0.39-0.68	(0.54)
69	TOP6	27	15-18	(18)	10-12	(10)	2-3	(3)	0.57-0.64	(0.64)	0.11-0.15	(0.14)	0.53-0.58	(0.58)
85	TOPM	16	0-2	(2)	14-16	(14)	0-1	(0)	0.00-0.12	(0.12)	0.00-0.33	(0.00)	0.12-0.12	(0.12)
85	IHAC	16	8-11	(9)	13-16	(15)	0-5	(1)	0.33-0.46	(0.38)	0.00-0.33	(0.10)	0.33-0.39	(0.34)
85	GR4J	16	12-13	(12)	11-12	(12)	4-5	(5)	0.50-0.54	(0.50)	0.25-0.29	(0.28)	0.41-0.45	(0.43)
85	HBV0	16	8-16	(10)	8-16	(14)	0-6	(0)	0.33-0.67	(0.42)	0.00-0.29	(0.00)	0.32-0.43	(0.42)
85	CREC	16	6-16	(8)	8-18	(16)	0-5	(0)	0.25-0.67	(0.33)	0.00-0.24	(0.00)	0.25-0.55	(0.33)
85	TOP6	16	12-14	(13)	10-12	(11)	3-5	(5)	0.50-0.58	(0.54)	0.19-0.28	(0.26)	0.44-0.48	(0.45)
190	TOPM	2	0-0	(0)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	–		–	
190	IHAC	2	0-1	(0)	1-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.50	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)
190	GR4J	2	1-1	(1)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.50-0.50	(0.50)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)
190	HBV0	2	1-2	(2)	1-1	(1)	0-1	(1)	0.50-0.50	(0.50)	0.00-0.50	(0.50)	0.33-0.50	(0.33)
190	CREC	2	0-1	(0)	1-2	(2)	0-1	(0)	0.00-0.50	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)	0.33-0.33	(0.33)
190	TOP6	2	1-1	(1)	1-1	(1)	0-1	(0)	0.50-0.50	(0.50)	0.00-0.50	(0.00)	0.33-0.50	(0.50)

TAB. B.34 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Chambon*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
40	TOPM	13	3-6	(3)	9-10	(10)	0-2	(0)	0.23-0.31	(0.23)	0.00-0.33	(0.00)	0.21-0.27	(0.23)
40	IHAC	13	3-3	(3)	10-10	(10)	0-0	(0)	0.23-0.23	(0.23)	0.00-0.00	(0.00)	0.23-0.23	(0.23)
40	GR4J	13	4-4	(4)	9-9	(9)	0-2	(1)	0.31-0.31	(0.31)	0.00-0.33	(0.20)	0.27-0.31	(0.29)
40	HBV0	13	3-4	(4)	9-10	(9)	0-3	(2)	0.23-0.31	(0.31)	0.00-0.43	(0.33)	0.23-0.31	(0.27)
40	CREC	13	3-4	(3)	9-10	(10)	0-1	(1)	0.23-0.31	(0.23)	0.00-0.25	(0.25)	0.21-0.29	(0.21)
40	TOP6	13	4-5	(4)	8-9	(9)	1-2	(1)	0.31-0.38	(0.31)	0.20-0.33	(0.20)	0.27-0.33	(0.29)
55	TOPM	5	3-3	(3)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.60-0.60	(0.60)	0.00-0.00	(0.00)	0.60-0.60	(0.60)
55	IHAC	5	0-3	(0)	2-5	(5)	0-0	(0)	0.00-0.60	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.20-0.60	(0.60)
55	GR4J	5	3-3	(3)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.60-0.60	(0.60)	0.00-0.00	(0.00)	0.60-0.60	(0.60)
55	HBV0	5	2-3	(2)	2-3	(2)	0-0	(0)	0.40-0.60	(0.60)	0.00-0.00	(0.00)	0.40-0.60	(0.60)
55	CREC	5	3-3	(3)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.60-0.60	(0.60)	0.00-0.00	(0.00)	0.60-0.60	(0.60)
55	TOP6	5	3-3	(3)	2-2	(2)	0-1	(0)	0.60-0.60	(0.60)	0.00-0.25	(0.00)	0.50-0.60	(0.60)
70	TOPM	4	2-3	(3)	1-2	(1)	0-0	(0)	0.50-0.75	(0.75)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.75	(0.75)
70	IHAC	4	0-0	(0)	4-4	(4)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(–)	—	(–)
70	GR4J	4	3-3	(3)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.75-0.75	(0.75)	0.00-0.00	(0.00)	0.75-0.75	(0.75)
70	HBV0	4	1-3	(2)	1-3	(2)	0-0	(0)	0.25-0.75	(0.50)	0.00-0.00	(0.00)	0.25-0.75	(0.50)
70	CREC	4	2-3	(3)	1-2	(1)	0-0	(0)	0.50-0.75	(0.75)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.75	(0.75)
70	TOP6	4	3-3	(3)	1-1	(1)	0-0	(0)	0.75-0.75	(0.75)	0.00-0.00	(0.00)	0.75-0.75	(0.75)
100	TOPM	2	0-1	(0)	1-2	(2)	0-1	(0)	0.00-0.50	(0.00)	0.50-1.00	(1.00)	0.00-0.33	(0.00)
100	IHAC	2	0-0	(0)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(–)	—	(–)
100	GR4J	2	1-2	(1)	0-1	(1)	0-1	(1)	0.50-1.00	(0.50)	0.00-0.50	(0.50)	0.33-0.67	(0.33)
100	HBV0	2	0-1	(0)	1-2	(2)	0-1	(1)	0.00-0.50	(0.00)	0.00-1.00	(0.00)	0.00-0.50	(0.50)
100	CREC	2	0-2	(0)	0-2	(2)	0-1	(0)	0.00-1.00	(0.00)	0.00-1.00	(0.17)	0.00-0.67	(0.50)
100	TOP6	2	0-2	(0)	0-1	(0)	0-1	(0)	0.00-1.00	(0.50)	0.00-0.50	(0.00)	0.33-0.67	(0.50)

TAB. B.35 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Vaubarlet*

Seuil	Modèle	Nb crues	alarmes correctes		alarmes manquées		fausses alarmes		POD		FAR		CSI	
260	TOPM	40	18-27	(27)	13-22	(13)	6-14	(9)	0.45-0.68	(0.68)	0.21-0.34	(0.25)	0.37-0.55	(0.55)
260	IHAC	40	19-24	(22)	16-21	(18)	2-11	(5)	0.48-0.60	(0.55)	0.09-0.31	(0.19)	0.44-0.51	(0.48)
260	GR4J	40	20-27	(23)	13-20	(17)	6-10	(7)	0.50-0.68	(0.57)	0.21-0.27	(0.24)	0.43-0.54	(0.48)
260	HBV0	40	22-30	(27)	10-18	(13)	4-11	(8)	0.55-0.75	(0.68)	0.15-0.28	(0.26)	0.47-0.59	(0.56)
260	CREC	40	14-26	(24)	14-26	(16)	1-6	(6)	0.35-0.65	(0.60)	0.07-0.20	(0.19)	0.33-0.57	(0.52)
260	TOP6	40	22-26	(25)	14-18	(15)	5-10	(7)	0.55-0.65	(0.62)	0.18-0.28	(0.22)	0.47-0.54	(0.53)
316	TOPM	30	12-19	(18)	11-18	(12)	6-17	(8)	0.40-0.63	(0.60)	0.30-0.47	(0.33)	0.31-0.47	(0.42)
316	IHAC	30	9-16	(14)	14-21	(16)	3-10	(5)	0.30-0.53	(0.47)	0.21-0.38	(0.29)	0.26-0.46	(0.37)
316	GR4J	30	14-17	(15)	13-16	(15)	4-11	(6)	0.47-0.57	(0.50)	0.22-0.39	(0.30)	0.39-0.42	(0.40)
316	HBV0	30	10-20	(17)	10-20	(13)	5-13	(11)	0.33-0.67	(0.57)	0.29-0.42	(0.39)	0.27-0.47	(0.41)
316	CREC	30	6-16	(14)	14-24	(16)	0-10	(8)	0.20-0.53	(0.47)	0.00-0.38	(0.36)	0.19-0.40	(0.37)
316	TOP6	30	13-18	(15)	12-17	(15)	6-13	(8)	0.43-0.60	(0.48)	0.26-0.45	(0.36)	0.34-0.47	(0.37)
444	TOPM	20	7-12	(10)	8-13	(10)	1-8	(2)	0.35-0.60	(0.50)	0.09-0.40	(0.17)	0.30-0.48	(0.43)
444	IHAC	20	6-10	(8)	10-14	(12)	0-5	(0)	0.30-0.50	(0.40)	0.00-0.33	(0.00)	0.30-0.45	(0.39)
444	GR4J	20	10-12	(10)	8-10	(10)	0-5	(0)	0.50-0.60	(0.50)	0.00-0.29	(0.00)	0.48-0.55	(0.50)
444	HBV0	20	6-11	(9)	9-14	(11)	0-8	(7)	0.30-0.55	(0.45)	0.00-0.44	(0.42)	0.29-0.48	(0.35)
444	CREC	20	2-7	(7)	13-18	(13)	0-7	(6)	0.10-0.35	(0.35)	0.00-0.50	(0.46)	0.10-0.29	(0.26)
444	TOP6	20	7-11	(9)	9-13	(12)	1-8	(2)	0.35-0.55	(0.40)	0.10-0.44	(0.22)	0.30-0.43	(0.36)
1900	TOPM	2	0-1	(0)	1-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.50	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)
1900	IHAC	2	0-0	(0)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
1900	GR4J	2	0-1	(1)	1-2	(1)	0-0	(0)	0.00-0.50	(0.50)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)
1900	HBV0	2	0-0	(0)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
1900	CREC	2	0-0	(0)	2-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.00	(0.00)	—	(—-)	—	(—-)
1900	TOP6	2	0-1	(0)	1-2	(2)	0-0	(0)	0.00-0.50	(0.00)	0.00-0.00	(0.00)	0.50-0.50	(0.50)

TAB. B.36 – *Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Bas-en-Basset*

B.7.5 Caractéristiques de la crue : pic, volume, timing

L'analyse sur les pics, volumes et timings a été synthétisée en 6.2.3. La partie présentée ici dans les annexes permet de détailler davantage les résultats obtenus.

B.7.5.1 Présentation des résultats sur l'ensemble des situations (toutes les crues, tous les bassins, tous les modèles)

Ces figures montrent que certains critères sont davantage contraignants que d'autres, par exemple, imposer une contrainte forte sur le pic dégrade les performances lorsqu'elle est associée à une des deux autres contraintes.

Selon les bassins Ces figures (FIG.B.54, FIG.B.52 et FIG.B.53) apportent plusieurs informations sur la qualité de la simulation des crues.

La valeur du pic de crue semble n'être quasiment jamais bien estimée : sur chacun des bassins, moins de 5% des simulations font une erreur inférieure ou égale à 5% de la valeur du pic. Concernant le timing, pour tous les bassins, il est réalisé une erreur de plus de 24 heures pour environ 15 à 20% des simulations.. ceci est vraisemblablement explicable par le fait que lors de crues à plusieurs pics, il se peut que le modèle se trompe de pic (*i.e.* qu'il sous-estime le pic principal et surestime le pic secondaire, se méprenant ainsi sur ce qu'il doit comparer. A Cros de Géorand dont les temps de réponse sont très rapides, environ 50% des crues ont une erreur sur le timing inférieure ou égale à 1 heure. pour les autres bassins, ce pourcentage décroît : environ 40% pour Besseyre et Rieutord, 30% pour Pandraux et Chambon, 20% pour Vaubarlet, Espaly, Goudet, Coubon, Chadrac et moins de 20% pour Bas en Basset. Il est intéressant de constater que pour tous les bassins, lorsque l'erreur réalisée sur le timing est faible (1h, 2h), cela correspond en général davantage à une anticipation de la crue qu'à un retard. Cette tendance s'inverse en général pour des erreurs plus importantes (sauf à Besseyre, étrangement). A Cros de Géorand, à Rieutord, et à Goudet, la répartition entre les crues en retard et les crues en avance semble équivalente.

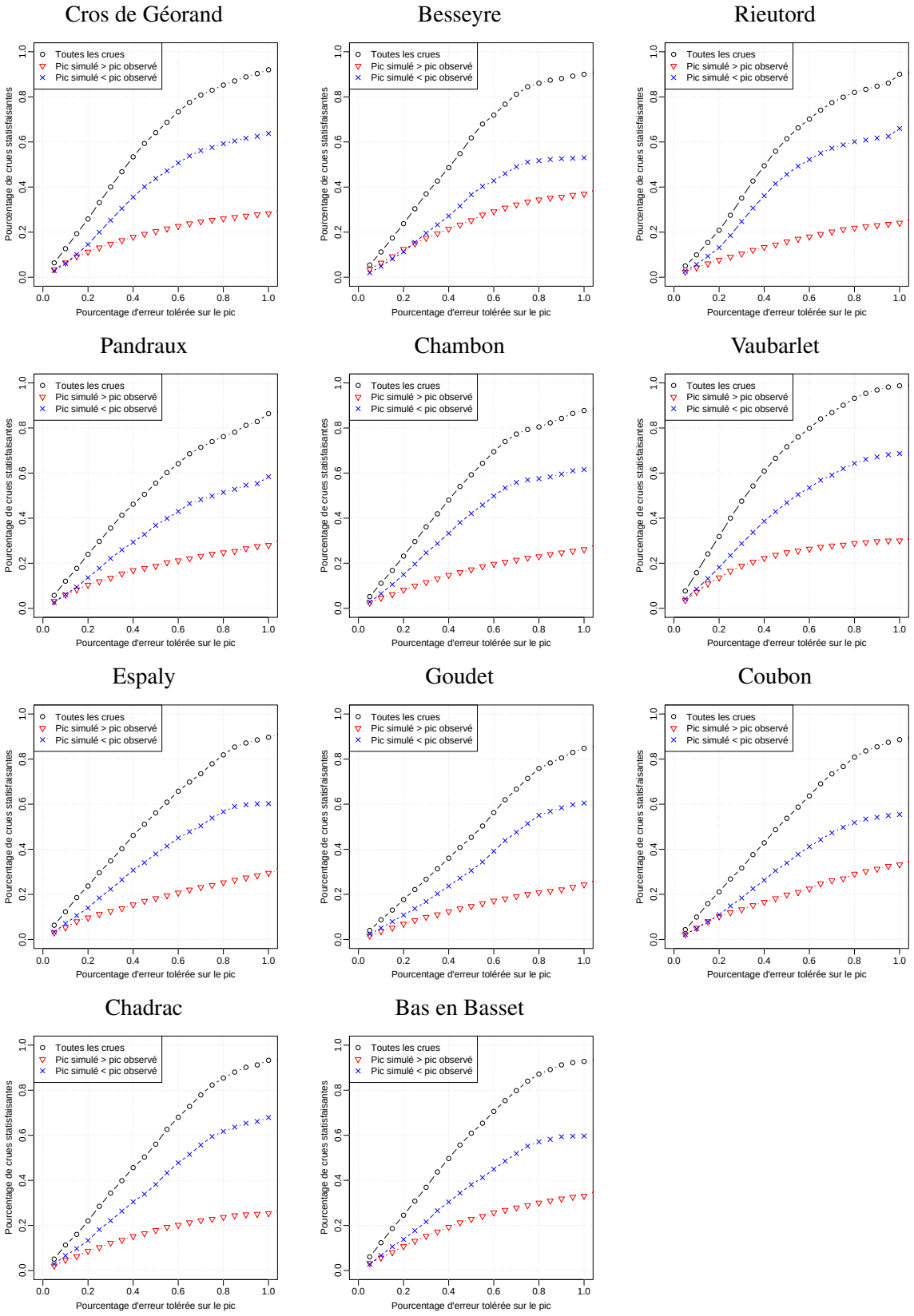


FIG. B.52 – *Pourcentage d'erreur réalisé sur l'estimation du pic de crue*

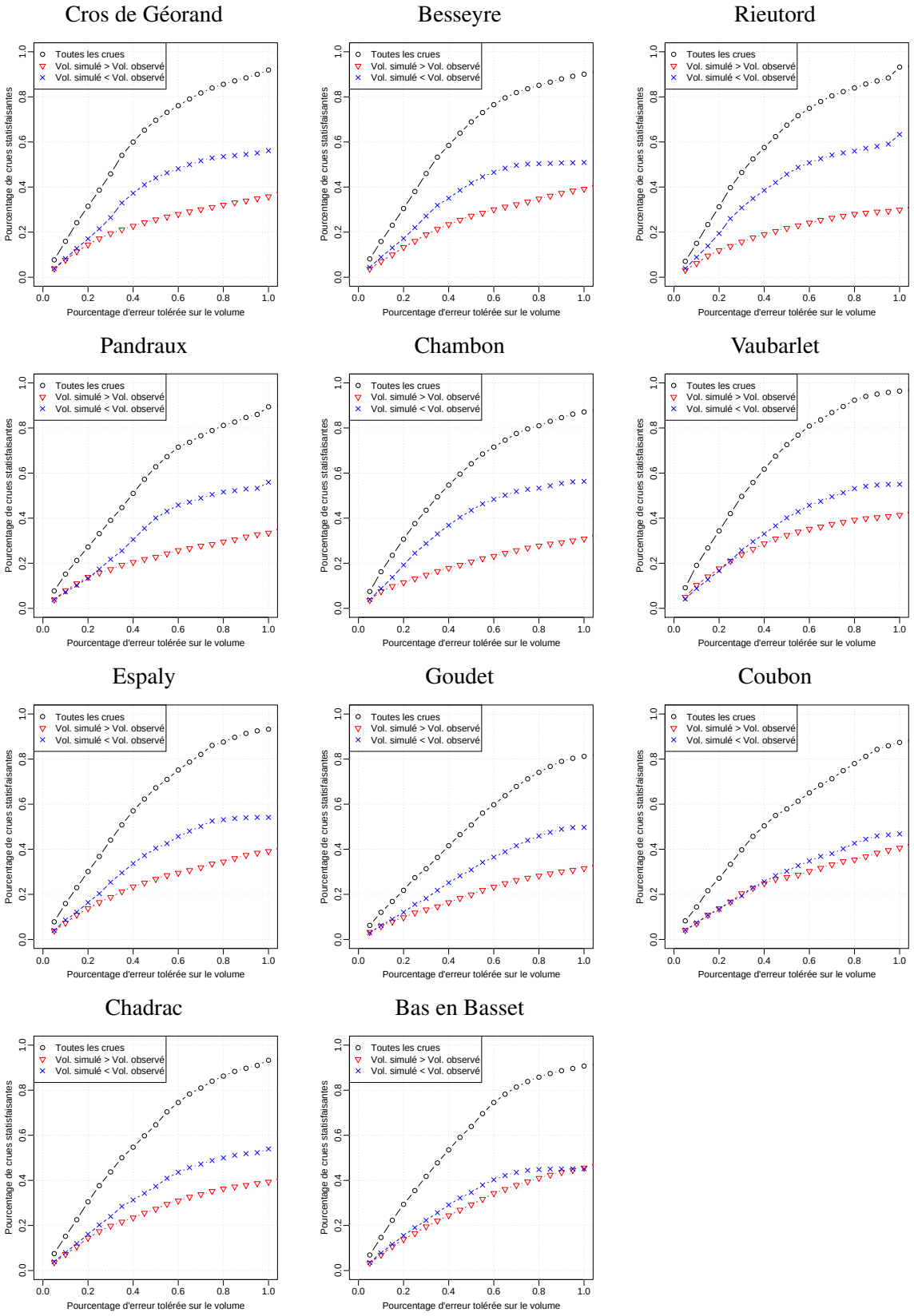


FIG. B.53 – *Pourcentage d'erreur réalisée sur l'estimation du volume de la crue*

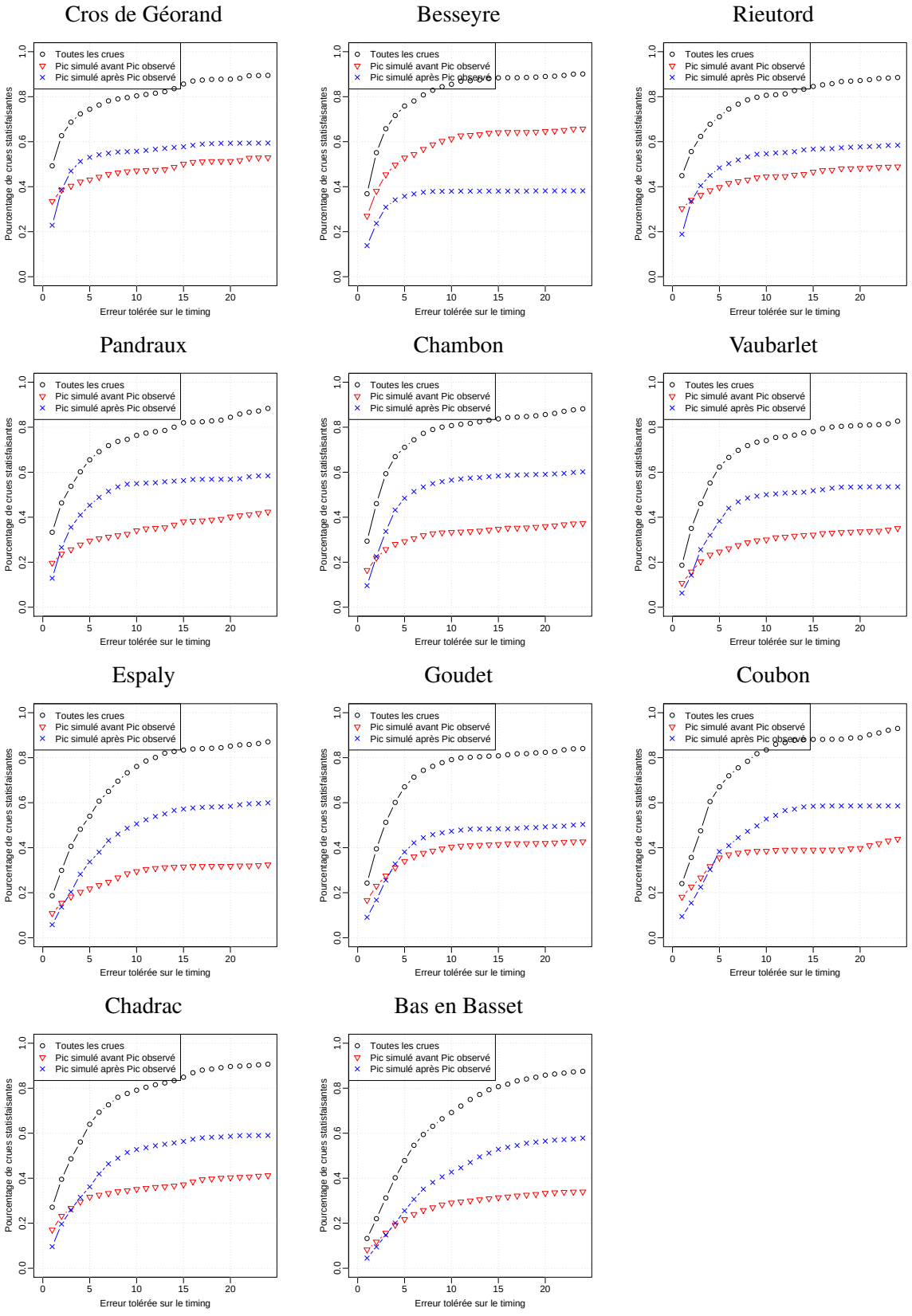


FIG. B.54 – *Valeur absolue de l'erreur réalisée sur l'estimation du timing du pic de crue*

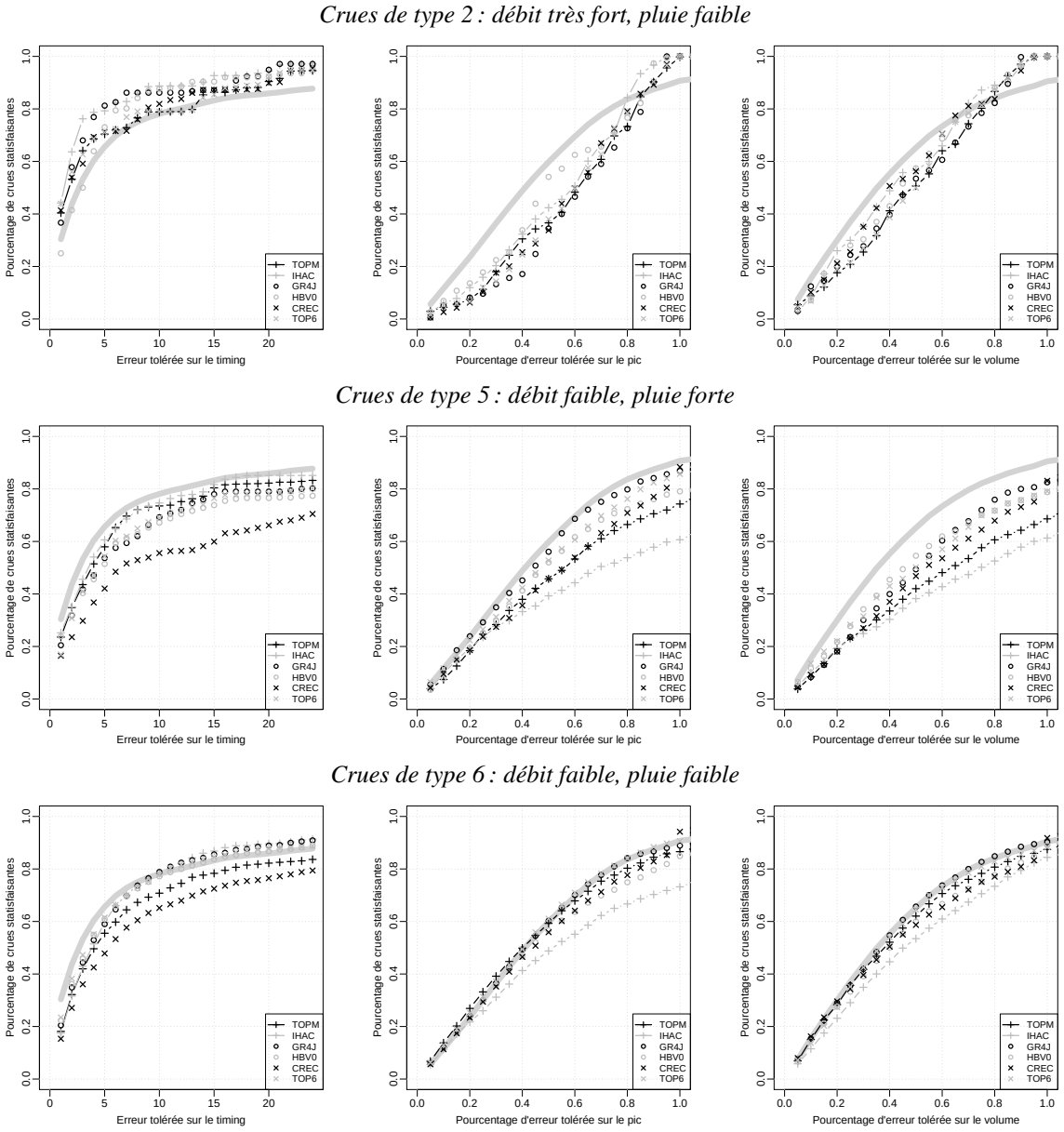


FIG. B.55 – *Performances des différents modèles sur les crues de type 2, 5 & 6 (tous les bassins)*

Courbes supplémentaires : selon le type de crue

B.7.5.2 Performances sur les timings selon les types de crues et le modèle hydrologique

Cette figure est sur la page suivante.

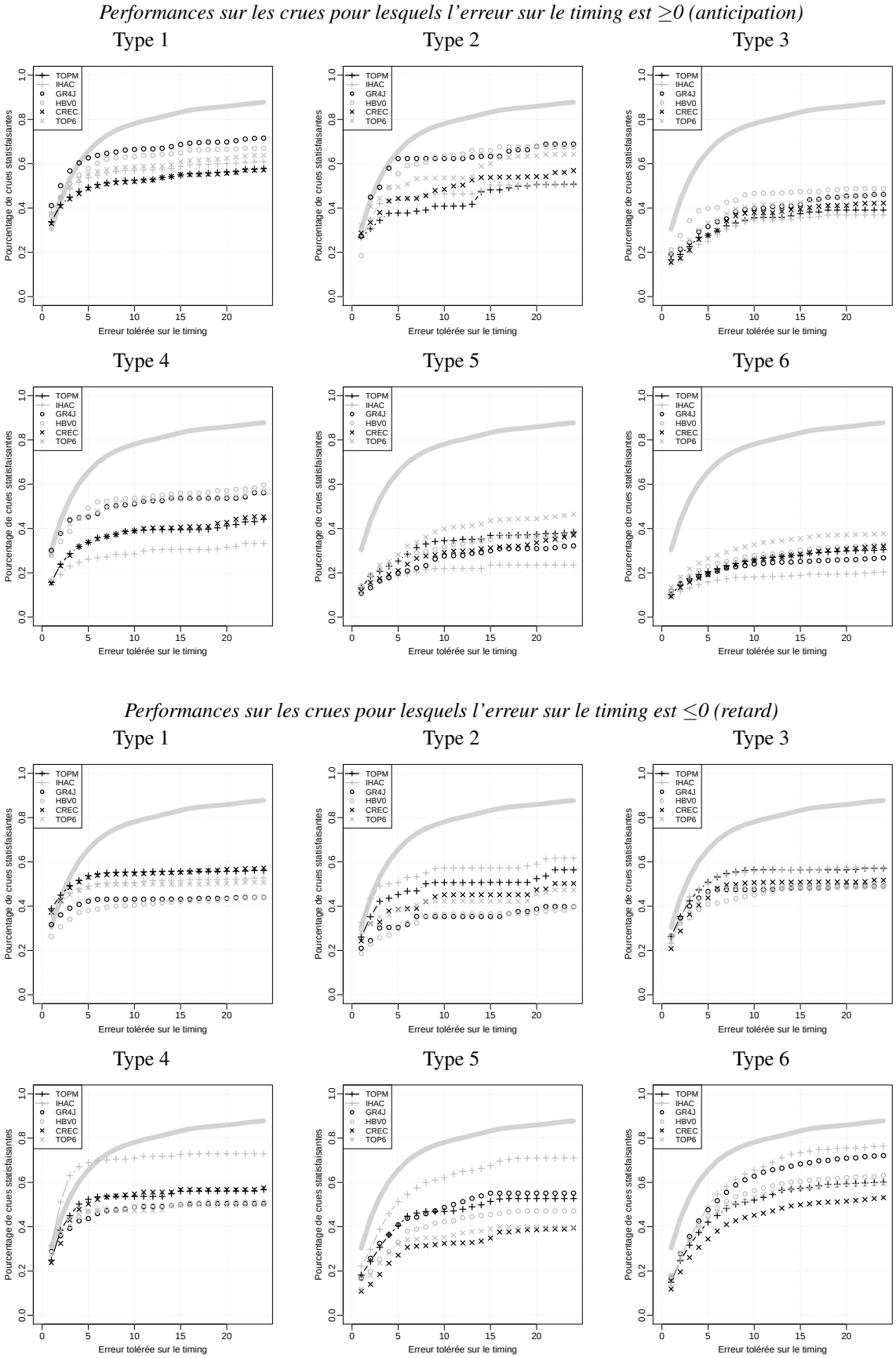


FIG. B.56 – *Performances sur les timings des selon le type de crue, le modèle, l'anticipation (en haut) et le retard (à droite)*

C Compléments sur la spatialisation des précipitations et les incertitudes associées

Sommaire

C.1 Présentation théorique du krigeage 527
C.1.1 La théorie des variables régionalisées 527
C.1.2 Principe du krigeage 527
C.1.3 Les hypothèses d'utilisation du krigeage ordinaire 529
C.1.4 Le semi-variogramme 530
C.1.5 Utilisation du variogramme sous les hypothèses de krigeage ordinaire . 532
C.2 Incertitudes liées à la position des postes pluviographiques 536
C.2.1 Présentation 536
C.2.2 Méthode 536
C.2.3 Application 537
C.2.4 Résultats 538
C.2.5 Conclusions 542
C.3 Compléments sur la validation croisée 543
C.3.1 Comparaison des valeurs reconstituées 543
C.3.2 Comparaison des erreurs empiriques 546
C.3.3 Comparaison des erreurs standardisées 549
C.4 Corrélation temporelle des erreurs d'estimation des PMS 551
C.4.1 La variance d'estimation sur une PMS 551
C.4.2 Variance d'estimation 552
C.5 Rappel sur les modèles de corrélation sérielle 553
C.6 Champs pluvieux et leur modélisation 554
C.6.1 Modéliser la pluie 554
C.7 Une réponse à cette difficulté : l'interpolation à l'aide de la géostatistique . 558
C.7.1 Les méthodes d'interpolation 558
C.7.2 Le krigeage dans la littérature 560

C.8 Compléments sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation . . . 565
C.8.1 Compléments sur la validation du modèle de dépendance temporelle . . 565
C.8.2 Méthodologie pour une validation spatiale avec les images radar 570
C.9 Débits simulés avec des PMS bruitées 571
C.9.1 Résultats sans prise en compte la dépendance temporelle 597
C.9.2 Recherche d'un élément explicatif de la dispersion 602
C.9.3 Calcul du critère de dispersion à partir des débits observés 603
C.10 Les techniques de prévisions de précipitations 606
C.10.1 Éléments annexes à la chaîne hydrométéorologique 606
C.10.2 La description pluviométrique des événements d'étude 609
C.11 Quelques sources de renseignement sur internet 613
LISTE DES FIGURES 615
LISTE DES TABLEAUX 625
INDEX 629
TABLE DES MATIÈRES DÉTAILLÉE 629

C.1 Présentation théorique du krigeage

C.1.1 La théorie des variables régionalisées

Le caractère erratique de l'échantillonnage et la variabilité des mesures ne permettent pas d'avoir de vision déterministe d'un champ considéré. Cependant, à l'opposé, il n'est pas possible non plus de considérer que ce sont des variables aléatoires indépendantes. On se place donc dans le cadre de la théorie des variables régionalisées [1] qui permet comme son nom l'indique de prendre en compte ces mesures ponctuelles comme des réalisations de variables aléatoires corrélées plus ou moins fortement dans l'espace.

Dans le cadre des variables régionalisées (Matheron (1962), Matheron (1965)), chaque mesure $Z(x_i)$ est interprétée comme une réalisation particulière d'une variable aléatoire Z. Ces variables régionalisées désignent un phénomène se déployant dans l'espace (ou dans le temps) avec une certaine structure : le champ pluvieux cumulé sur un intervalle de temps donné peut être considéré comme une variable régionalisée. Il est alors indispensable de se placer dans le cadre de la théorie probabiliste des fonctions aléatoires (F.A.) [2]. On dira alors qu'un champ pluvieux dans son ensemble, pour l'intervalle de temps considéré, observé le long d'une ligne, d'une surface ou d'un volume est pour la réalisation ω particulière, $Z(x,\omega)$ de la fonction aléatoire $Z(x)$.

L'estimation de la valeur de Z en x_0 (Équation (7.1), devient donc dans la théorie des fonctions aléatoires :

$$\widehat{Z}(x_0,\omega_0) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i(x_0) Z(x_i,\omega_0) \tag{C.1}$$

que l'on note plus simplement :

$$\widehat{Z}(x_0) = \widehat{Z}_0 = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i) \tag{C.2}$$

L'inférence statistique consiste alors à reconstituer la loi de la fonction aléatoire Z - ou du moins, à reconstituer ses premiers moments :

- *le moment d'ordre un – ou espérance mathématique*
  1. la moyenne : $m(x) = E\{Z(x)\}$
- *les moments du second ordre*
  1. la variance : $Var\{Z(x)\} = E\{[Z(x) - m(x)]^2\}$
  2. la covariance : $C(x_1,x_2) = E\{[Z(x_1) - m(x_1)] \cdot [Z(x_2) - m(x_2)]\}$
  3. ou le variogramme : $2\gamma(x_1,x_2) = Var\{Z(x_1) - Z(x_2)\}$

La connaissance d'un grand nombre de réalisations de la fonction aléatoire Z permet d'en estimer les caractéristiques ; mais parfois on n'en connait qu'une réalisation unique $Z(x_{i,t})$. L'inférence statistique requiert alors l'introduction d'hypothèses supplémentaires sur la fonction aléatoire Z qui seront vues pour le cas particulier du krigeage dans le paragraphe (C.1.3).

C.1.2 Principe du krigeage

Le krigeage [3] est une méthode d'interpolation spatiale *optimale* (au sens statistique du terme).

1. Soit $Z(x,\omega)$, une *variable régionalisée*. La réalisation ω permet alors d'obtenir une fonction $z(x,\omega|\omega\ fixe) = z(x)$

2. Une *fonction aléatoire* est un ensemble de variables aléatoires définies sur une région d'intérêt : $\{Z(x) \in$ une zone d'étude$\}$

3. sur les débuts du krigeage : Matheron (1965) et Matheron (1969) ; sur les premières applications en hydroloogie : Delfiner & Delhomme (1973)

Cette technique porte le nom de son précurseur D.G. Krige (1951) qui a développé une série de méthodes statistiques empiriques afin de déterminer la distribution spatiale d'un minerai à partir d'un ensemble de forages. L'approche a été nommée « krigeage » et formalisée par Matheron (1963) en utilisant les corrélations entre des forages pour estimer la répartition spatiale du minerai en question.

Le krigeage fournit un estimateur *non-biaisé et optimal* ce qui se traduit par les équations suivantes :

- l'absence d'erreur systématique (ou *contrainte de non-biais*) : l'estimation est égale en espérance à la vraie valeur (connue ou non)

$$E[\widehat{Z}] = E[Z] \tag{C.3}$$

- *l'optimalité selon un critère des moindres carrés* (cf. 7.2) : la variance des erreurs d'estimation (écarts entre les vraies valeurs et leurs estimations) est minimale :

$$Var[\widehat{Z} - Z] \longrightarrow 0 \tag{C.4}$$

Cette théorie a ainsi pour but :

- d'établir des bases théoriques permettant de prendre en compte, sous une forme mathématique appropriée, des caractéristiques structurales des phénomènes naturels,
- de fournir les moyens pratiques pour résoudre les divers problèmes d'estimation qui se posent à partir d'un échantillonnage fragmentaire.

Selon le type d'hypothèses qui seront réalisées sur le comportement de la fonction aléatoire Z, on aura recours à différents types de krigeages univariés (i.e. à une seule variable) :

- **le krigeage simple** pour une variable que l'on suppose stationnaire de moyenne connue
- **le krigeage ordinaire** pour une variable supposée stationnaire de moyenne inconnue
- **le krigeage universel** pour une variable non-stationnaire (i.e. qui contient une tendance)

Le krigeage le plus couramment utilisé est le krigeage ordinaire que nous présenterons ici.

C.1.3 Les hypothèses d'utilisation du krigeage ordinaire

Pour plus de précision concernant les hypothèses et les outils de la géostatistique appliqués à l'hydrologie, il est possible de se référer à Delhomme (1978), Lebel (1984) et Creutin & Obled (1982).

C.1.3.1 L'hypothèse d'ergodicité

L'intérêt de l'hypothèse ergodique est qu'elle permet d'affirmer que : *« une seule réalisation infiniment étendue permet de rendre compte de l'ensemble des propriétés statistiques de la variable aléatoire, c'est-à-dire de l'ensemble des réalisations »*. Elle est donc utilisée pour estimer, au sein d'une seule réalisation, d'un seul champ, des propriétés normalement déduites de l'ensemble des champs.

C.1.3.2 L'hypothèse de stationnarité et l'hypothèse intrinsèque

L'hypothèse de stationnarité est une hypothèse forte sur la fonction aléatoire Z. Elle suppose que sa loi de probabilité est invariante par translation et donc identique en tout point de l'espace. L'hypothèse de stationnarité est souvent formulée dans la théorie des fonctions aléatoires : *« une fonction aléatoire est dite stationnaire si la loi de probabilité des valeurs prises par cette fonction en* k *points arbitraires est invariante par translation d'ensemble de ces points »*, (Delhomme, 1978).

On se limite alors souvent à l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2 qui se traduit, pour les deux premiers moments par :

- l'espérance est constante en tout point x de l'espace (*i.e.* indépendante de x) :

$$E[Z(x)] = m(x) = m, \forall x \tag{C.5}$$

- pour tout vecteur de déplacement h, la covariance centrée entre deux points x et $(x+h)$ ne dépend pas des points considérés mais uniquement de la distance h séparant ces points (*i.e.* indépendante des points d'appuis) :

$$Cov[Z(x),Z(x+h)] = E[(Z(x)-m)(Z(x+h)-m)] = E[Z(x)\cdot Z(x+h)] - m^2 = C(h),\ \forall x, \forall\, h \tag{C.6}$$

  Ceci implique en particulier, une valeur de la variance stationnaire dans l'espace :

$$C(x,x) = E[(Z(x)-m)^2] = C(0) = Var(Z(x)), \forall x \tag{C.7}$$

Cette fonction $C(h)$ permet ainsi de caractériser la variabilité spatiale du phénomène. Pour être définie à l'origine, elle nécessite une valeur finie de la variance $Var[Z(x)]$.

En pratique, les développements des calculs d'estimation optimale n'exigent pas que la fonction aléatoire soit stationnaire d'ordre 2, mais seulement que les accroissements de la fonction soient stationnaires d'ordre 2. On abandonne donc l'hypothèse de stationnarité des moments d'ordre 2 de la fonction aléatoire elle-même, pour une hypothèse de stationnarité d'ordre 2 de ses accroissements, moins restrictive : **l'hypothèse intrinsèque**[1]. Ainsi, pour tout vecteur h, on suppose que l'accroissement $Z(x+h)-Z(x)$ a une espérance mathématique nulle et une variance indépendante du point x. L'hypothèse intrinsèque repose sur les équations suivantes :

1. L'hypothèse de stationnarité d'ordre 2 n'étant pas très réaliste pour un champ de précipitation, on fait l'hypothèse que l'hypothèse intrinsèque l'est.

$$E[(Z(x+h)-Z(x))]=0,\ \forall x \tag{C.8}$$

$$var[Z(x+h)-Z(x)]=2\cdot\gamma(h),\ \forall x \tag{C.9}$$

Une fonction aléatoire Z satisfaisant l'hypothèse intrinsèque est une fonction aléatoire intrinsèque. $\gamma(h)$ est appelé le *semi-variogramme* - ou *variogramme* par abus de langage.

C.1.4 Le semi-variogramme

Le semi-variogramme $\gamma(h)$ est le principal outil de la géostatistique. Il permet de définir la dépendance statistique entre les valeurs prises par Z en deux points quelconques x et $(x+h)$ séparés de la distance h.
Le semi-variogramme $\gamma(h)$ est défini [1] par :

$$\gamma(h)=\frac{1}{2}var[Z(x+h)-Z(x)]=\frac{1}{2}E[(Z(x+h)-Z(x))^2] \tag{C.10}$$

car

$$E[Z(x+h)-Z(x)]=0 \tag{C.11}$$

C'est-à-dire qu'il est interprété comme une espérance mathématique et $2\gamma(h)$ est l'accroissement quadratique moyen entre deux points distants de h.

C.1.4.1 L'estimation du semi-variogramme

$\gamma(h)$ est estimé classiquement à partir des couples de points expérimentaux et sur l'ensemble des réalisations disponibles :

$$\gamma(h)=\frac{1}{2N(h)}\sum_{i=1}^{N(h)}(z(x_i+h)-z(x_i))^2 \tag{C.12}$$

où :
- $z(x_i)$ est la valeur de z au point x_i
- x_i sont les points pour lesquels les données sont disponibles à la fois en x_i et en x_i+h
- $N(h)$ est le nombre de couples de points distants de h

Si on suppose que le semi-variogramme est isotrope [2] alors on prend l'ensemble des points ; dans le cas contraire, on se restreint aux couples de points dans une direction donnée.

C.1.4.2 Comportement à l'origine

Le comportement des valeurs du semi-variogramme à l'origine (i.e. pour les couples de points séparés par de faibles distances) traduit la continuité de la variable. (Kieffer Weisse, 1998) note plusieurs types de comportements à l'origine et la façon dont ils sont liés aux caractéristiques du comportement de la variable :

- le comportement parabolique pour une variable extrêmement régulière ;
- le comportement linéaire pour une variable moins régulière ;

1. dans le cas où la fonction aléatoire Z est vraiment stationnaire, variogramme et covariance sont équivalents : $\gamma(h)=C(0)-C(h)$.
2. Cette hypothèse d'isotropie revient à dire que la variabilité est la même dans toutes les directions du plan.

– l'effet de pépite : l'effet de pépite pur est une discontinuité à l'origine due soit à une variabilité du processus à une échelle inférieure à l'espacement des données, soit à un bruit blanc dans le processus ;
– l'aspect plat : absence de structure à cette échelle ;

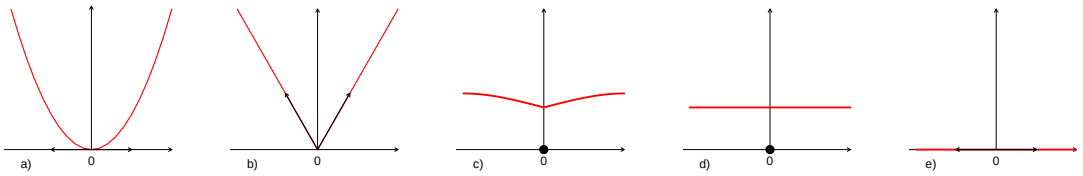


FIG. C.1 – *Comportements du variogramme à l'origine et aux faibles distances. De la gauche vers la droite : (a) comportement parabolique, (b) comportement linéaire, (c) effet de pépite, (d) effet de pépite pure, (e) aspect plat.*

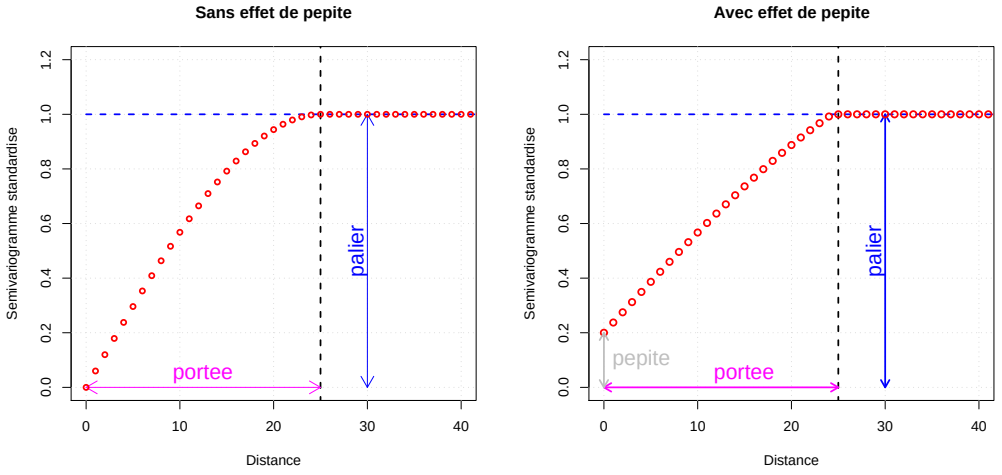


FIG. C.2 – *Elements-clés d'un modèle de variogramme : avec (à droite) ou sans effet de pépite (à gauche). La portée représente la distance de décorrélation, le palier représente la valeur du semi-variogramme à la portée (toujours 1 pour un variogramme climatologique)*

C.1.4.3 Comportement à l'infini

Pour une variable régionalisée, la corrélation entre les mesures décroit quand l'interdistance augmente, jusqu'à s'annuler. On appelle cette distance où la corrélation disparaît, *la portée*. Au delà de la portée, la valeur du variogramme devient constante, égale à la variance du champ : on appelle cette valeur *le palier* [1].

C.1.4.4 Les différentes allures de variogrammes expérimentaux

Entre l'origine (faibles valeurs de h) et l'infini (fortes valeurs de h), le comportement des valeurs du semi-variogramme est souvent représenté à l'aide d'un modèle de variogramme théorique (ou d'une combinaison

1. Il est également possible de noter *une dérive*, si la valeur du variogramme continue infiniment à croître quand l'interdistance tend vers de grandes distances : cela signifie que la moyenne du champ n'est pas constante dans l'espace, i.e qu'elle n'est pas stationnaire d'ordre 2

de modèles théoriques), i.e. une fonction continue et positive caractérisant complètement la semi-variance en fonction de la distance entre les points :

L'effet de pépite :

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & h = 0 \\ \gamma_o & h > 0 \end{cases} \tag{C.13}$$

Le modèle linéaire :

$$\gamma(h) = C \cdot h \tag{C.14}$$

Le modèle puissance [1] :

$$\gamma(h) = C \cdot h^b \tag{C.15}$$

Le modèle sphérique :

$$\gamma(h,\alpha,\beta) = \begin{cases} \alpha \cdot \left[\frac{3}{2} \cdot \frac{h}{\beta} - \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{h}{\beta} \right)^3 \right] & h \leq \beta \\ \alpha & h > \beta \end{cases} \tag{C.16}$$

Le modèle exponentiel :

$$\gamma(h) = \alpha \cdot \left(1 - exp\left(-\frac{h}{\beta} \right) \right) \tag{C.17}$$

Le modèle Gaussien :

$$\gamma(h) = \alpha \cdot \left(1 - exp\left[-\left(\frac{h}{\beta} \right)^2 \right] \right) \tag{C.18}$$

où :

- C est un coefficient ;
- α est la valeur du palier ;
- β est la portée ;
- γ_o est la valeur de la pépite à l'origine.

La figure C.1.4.4 montre graphiquement l'évolution de ces différents types de variogrammes théoriques. On peut noter que les modèles linéaires et puissances ne présentent pas de palier à l'infini s'ils sont utilisés seuls.

C.1.5 Utilisation du variogramme sous les hypothèses de krigeage ordinaire

En chaque point d'une grille d'interpolation donnée, il est possible de calculer l'espérance mathématique de la variable aléatoire Z [2] en fonction des valeurs aux points de mesure environnants (EQ.C.2) tout en respectant les contraintes de non-biais (EQ.C.3) et d'optimalité (EQ.C.4).

Dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque (EQ.C.8 et EQ.C.9), ces contraintes peuvent être développées.

Pour l'estimation d'une valeur moyenne, d'après la condition de non-biais :

$$E[\widehat{Z}] = E[\sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot Z(x_i)] = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot E[Z(x_i)] \tag{C.19}$$

soit, avec l'hypothèse intrinsèque :

$$1 = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \tag{C.20}$$

1. où $0 < b < 2$. Le modèle linéaire est en fait un cas particulier du modèle puissance avec b=1.
2. puis celle de sa valeur moyenne sur la surface d'un bassin

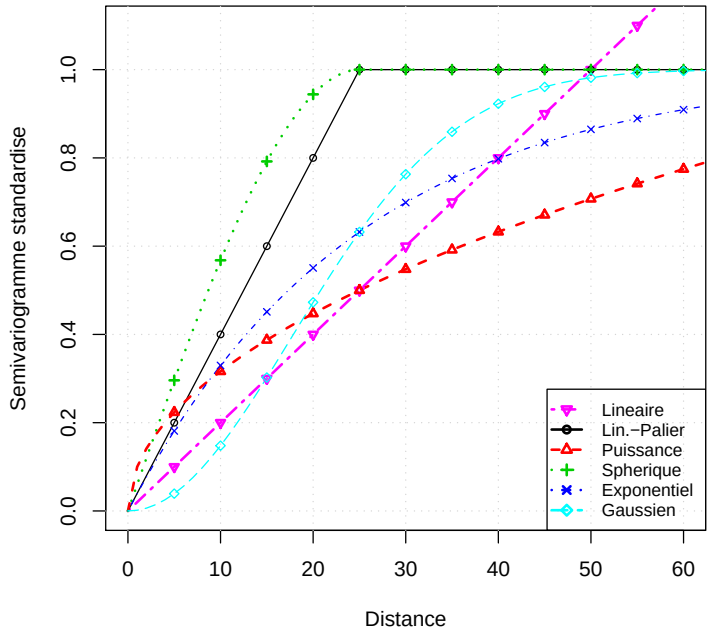


FIG. C.3 – *Modèles théoriques de semi-variogrammes*

Pour l'optimalité, la variance d'estimation s'exprime :

$$V[\widehat{Z}-Z] = E[\{\sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot Z(x_i) - Z(x_0)\}^2] \tag{C.21}$$

et en posant $\lambda_0 = -1$ pour inclure le terme $-Z(x)$ dans la somme $\sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot Z(x_i)$, alors :

$$V[\widehat{Z}-Z] = E[\{\sum_{i=0}^{n} \lambda_i \cdot Z(x_i)\}^2] \tag{C.22}$$

soit :

$$V[\widehat{Z}-Z] = \sum_{i=0}^{n}\sum_{j=0}^{n} \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot Cov[Z(x_i),Z(x_j)] \tag{C.23}$$

et dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque, $C(h) = C(0) - \gamma(h)$:

$$V[\widehat{Z}-Z] = \sum_{i=0}^{n}\sum_{j=0}^{n} \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot C(0) - \sum_{i=0}^{n}\sum_{j=0}^{n} \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot \gamma(ij) \tag{C.24}$$

or, d'après l'EQ.C.20, $\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1$ et on a posé $\lambda_0 = -1$, donc $\sum_{i=0}^{n} \lambda_i = 0$ et :

$$\sum_{i=0}^{n}\sum_{j=0}^{n} \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot C(0) = C(0) \cdot \sum_{j=0}^{n} \lambda_j (\sum_{i=0}^{n} \lambda_i) = 0 \tag{C.25}$$

soit :

$$V[\widehat{Z}-Z] = -\sum_{i=0}^{n}\sum_{j=0}^{n} \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot \gamma(ij) \tag{C.26}$$

Il est alors possible de distinguer trois cas :

- pour $i \neq 0$ et $j \neq 0 : \gamma(ij) = \gamma(h_{ij})$
- pour $j = 0 : \gamma(i0) = \frac{1}{N} \cdot \sum_{k=1}^{N} \gamma(h_{ix_k})$
- pour $i = 0$ et $j = 0 : \gamma(00) = \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{k=1}^{N} \sum_{l=1}^{N} \gamma(h_{x_k x_l})$

Le calcul des poids λ_i de krigeage revient à minimiser l'expression (C.26) sous la contrainte de non-biais (EQ.C.20). Pour que la solution soit non-biaisée, la somme des poids λ_i doit être égale à 1. Cette dernière contrainte introduit un degré de liberté supplémentaire dans le problème. Ce degré supplémentaire est utilisé en ajoutant une variable libre μ (un multiplicateur de Lagrange), dans le but de minimiser l'erreur d'estimation.

La calcul des poids λ_i s'obtient par annulation des dérivées partielles par rapport aux poids λ_i et à μ dans l'expression :

$$\{-\sum_{i=0}^{n}\sum_{j=0}^{n} \lambda_i.\lambda_j.\gamma(ij) - 2.\mu.\sum_{i=0}^{n} \lambda_i\} \tag{C.27}$$

Le problème s'exprime finalement sous la forme d'un système de $n+1$ équations linéaires à $n+1$ inconnues :

$$\begin{bmatrix} \gamma(h_{11}) & \gamma(h_{12}) & \cdots & \gamma(h_{1n}) & 1 \\ \gamma(h_{21}) & \gamma(h_{22}) & \cdots & \gamma(h_{2n}) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & 1 \\ \gamma(h_{n1}) & \gamma(h_{n2}) & \cdots & \gamma(h_{nn}) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(h_{10}) \\ \gamma(h_{20}) \\ \vdots \\ \gamma(h_{n0}) \\ 1 \end{bmatrix} \tag{C.28}$$

Les $\gamma(h_{ij})$ sont les valeurs du semi-variogramme qui correspondent à la distance h_{ij} entre les points x_i et x_j. Les $\gamma(h_{i0})$ ont déjà été calculés à partir des données à l'aide de l'équation C.12, tandis que les $\gamma(h_{ip})$ sont calculés à l'aide de la fonction analytique qui a été ajustée aux points du semi-variogramme (partie C.1.4). En pratique, on utilise aussi les $\gamma(h_{ij})$ calculés (lissés) par cette même fonction, pour la distance h_{ij}.

Les n premières lignes traduisent l'optimalité de l'interpolateur et la $n+1^{eme}$ ligne est déduite de la condition de non-biais.

Soit :

$$A.\Lambda = B \tag{C.29}$$

et le vecteur Λ contenant les poids λ_i et μ peut ensuite être obtenu en multipliant des deux cotés de l'équation par l'inverse de la matrice A et en résolvant le système :

$$\Lambda = A^{-1}.B \tag{C.30}$$

La valeur interpolée au point x_0 est ensuite calculée en utilisant les valeurs connues de la variable aléatoire Z, les $Z(x_i)$ et à l'aide de l'équation suivante [1] :

$$\widehat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i.Z(x_i) \tag{C.31}$$

1. On peut noter que le système est spécifique au point x_0 par l'intermédiaire du vecteur B de l'équation précédente contenant les γ_{i0}, ainsi que par le voisinage des points mesurés $\{x_i\}$ que l'on a retenus, et donc, le résultat Λ_0 aussi : les poids sont spécifiques à l'interpolation en un point x_0 donné.

C'est l'espérance conditionnelle $Z(x_0)$ quand on connaît les valeurs x_i. Les vraies valeurs de $Z(x_0)$ se situeront autour de cette espérance $\hat{Z}(x_0)$ avec un écart dont la variance est appelée **variance de krigeage** et s'écrit :

$$\sigma_E^2 = 2.\sum_{i=1}^{n} \lambda_i.\gamma_{i0} - \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \lambda_i.\lambda_j.\gamma_{ij} \tag{C.32}$$

Cette dernière expression fait intervenir γ_{i0}, valeur du variogramme pour la distance entre le point interpolé x_0 et les points d'observation x_i.

C.2 Incertitudes liées à la position des postes pluviographiques

C.2.1 Présentation

Dans un système de prévision des crues opérationnel, il est indispensable d'avoir, en temps réel, une lame d'eau représentative de la lame d'eau réellement précipitée, afin de pouvoir fournir, quel que soit le modèle choisi, des entrées cohérentes. Nous nous sommes essayés ici à une petite étude afin (1) d'une part de voir si, sous certaines hypothèses, le réseau existant est suffisamment dense pour avoir une évaluation correcte de la pluie précipitée, (2) d'autre part, de déterminer, pour chaque bassin, quels postes sont capitaux et quels postes pourrait-il être intéressant de rajouter.

Les hypothèses réalisées sont d'une part celles, fortes, du krigeage : (i) on suppose que le champ pluvieux ne dépend pas du point où est effectuée la mesure (ce qui n'est pas forcément très réaliste sur les plus grands des bassins de notre étude) ; (ii) on maximalise les incertitudes en choisissant le variogramme correspondant aux événements les moins corrélés spatialement au pas de temps horaire : le variogramme correspondant aux épisodes cévenols; de plus, on utilise un variogramme climatologique, c'est-à-dire que, à la variance du champ près, les erreurs réalisées ont la même structure; (iii) enfin, pour évaluer les incertitudes pour un réseau donné, on fait deux autres hypothèses fortes : (1) tous les postes du réseau fonctionnent et (2) les qualités des mesures qui y sont réalisées sont équivalentes (pas d'erreurs systématiques, de biais, etc.)

C.2.2 Méthode

Lorsque l'on krige des valeurs ponctuelles pour estimer une valeur moyenne sur une surface donnée S, la valeur moyenne est une combinaison linéaire des valeurs ponctuelles (EQ.C.33), les poids, λ_{iS} ayant été déterminés par une méthode de moindres carrés.

$$\widehat{Z_S} = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i_S} . Z(x_i) \tag{C.33}$$

où :

$Z(x_i)$ est la valeur mesuére en chaque point x_i

λ_{iS} est le poids affecté au pluviomètre i situé en x_i pour estimer sur S

n est le nombre total de points de mesure utilisés pour estimer sur S

$\widehat{Z_S}$ est la valeur moyenne estimée sur la surface S

L'incertitude théorique associée (EQ.C.34) sur l'estimation de la lame d'eau moyenne dépend de:

- de la structure du réseau de mesure
- de la forme du bassin S sur lequel évaluer une lame d'eau moyenne
- de la position des données ponctuelles par rapport au bassin S
- des hypothèses sur la structure de l'événement, c'est-à-dire sur le variogramme

$$\sigma^2_{E_S} = 2. \sum_{i=1}^{n} \lambda_{iS} . \gamma_{iS} - \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_i . \lambda_j . \gamma_{ij} \tag{C.34}$$

avec $\gamma_{iS} = \frac{1}{S} \int_S \gamma_{it} \cdot dt$

Le critère d'estimation de l'incertitude

Pour chaque réalisation (*i.e.* pour chaque champ pluvieux horaire), on norme par la variance globale du champ, ce qui permet d'obtenir un écart-type théorique normé (noté par la suite ECT) pour un réseau et un variogramme donnés.

A noter : les erreurs sur les estimations ponctuelles présentent toujours des écart-types supérieurs à ceux des erreurs réalisées sur une surface donnée : l'erreur commise en estimant la pluie en un point est plus importante que l'erreur commise en estimant une pluie moyenne sur une surface (krigeage par bloc).

Cette valeur de l'ECT est un indicateur de l'incertitude associée à la valeur de la lame d'eau moyenne obtenue pour un bassin donné. Cette valeur peut varier entre 0 et 1.

Une valeur de 1 signifie que le krigeage n'utilise aucune information ponctuelle dans l'estimation de la lame d'eau moyenne ce qui peut être le cas si il n'y a aucun pluviomètre sur le bassin versant en question et si tous les points de mesure autour sont à une distance supérieure à la portée du variogramme de tous les points du bassin. La valeur moyenne fournie par le krigeage sera alors la valeur moyenne du champ (mesuré sur les pluviomètres hors de porté) et l'ECT associé sera 1, i.e. la variance libre normée du champ.

Une valeur de 0 signifie que l'on a sur l'estimation aucune erreur théorique : cette valeur ne peut être trouvée en pratique que pour une estimation ponctuelle (*i.e.* pas pour une estimation de valeur moyenne) et seulement au droit des points de mesure eux-mêmes.

C.2.3 Application

Sur les bassins de la Loire Supérieure, plusieurs types d'événements pluvieux peuvent apparaitre. Parmi ces épisodes principalement d'origine océanique ou méditerranéenne, les épisodes cévenols sont ceux dont la structure spatiale au pas de temps horaire semble la moins organisée - ou de moins grande échelle. Nous nous sommes mis dans la situation la plus défavorable : celle où la lame d'eau moyenne doit être calculée pour ce type d'événement. Pour les événements plus structurés, les incertitudes associées sur la lame d'eau moyenne seront bien évidemment notablement inférieures.

C.2.3.1 Le réseau

Au pas de temps horaire, le réseau de mesure dont on dispose a plusieurs origines: le réseau CRISTAL géré par la DIREN Centre (SPC Loire-Cher-Indre) et l'EPLoire, et télétransmis en temps réel; le réseau EDF sur la partie amont des bassins et le réseau Météo-France, non disponible en temps réel, mais qui permet une référence de qualité. Les stations sont présentées dans le tableau TAB.A.2, page 350.

C.2.3.2 Le variogramme

Suite aux travaux de Lebel (1984), il semble que dans cette région, l'utilisation d'un variogramme *climatologique* (on suppose que l'échantillonnage des pluies horaires est issu d'un unique processus), *isotrope* (i.e. la structure spatiale de l'événement est indépendante de la direction considérée), calé sur un modèle de type sphérique de portée 25 km soit raisonablement bien adapté en première approximation.

C.2.3.3 Les bassins d'étude

Les bassins versants, *i.e.* les surfaces sur lesquelles sont calculées les lames d'eau moyennes, sont présentés dans le tableau TAB.C.1: 11 bassins de 20 km^2 à 3234 km^2 dont certains sont emboîtés.

C.2.3.4 L'incertitude et la surface du bassin

La figure C.4 montre que l'incertitude sur la pluie moyenne de bassin diminue avec la superficie de celui-ci alors que la densité des postes pluviométriques présents augmente (cf. figure C.5 et tableau TAB.C.1).

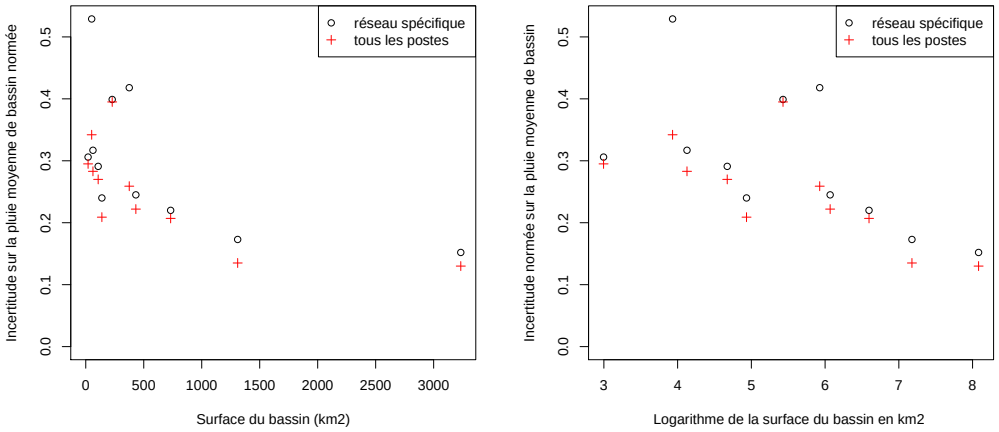


FIG. C.4 – *Relation entre la surface du bassin et l'incertitude sur la lame d'eau moyenne*

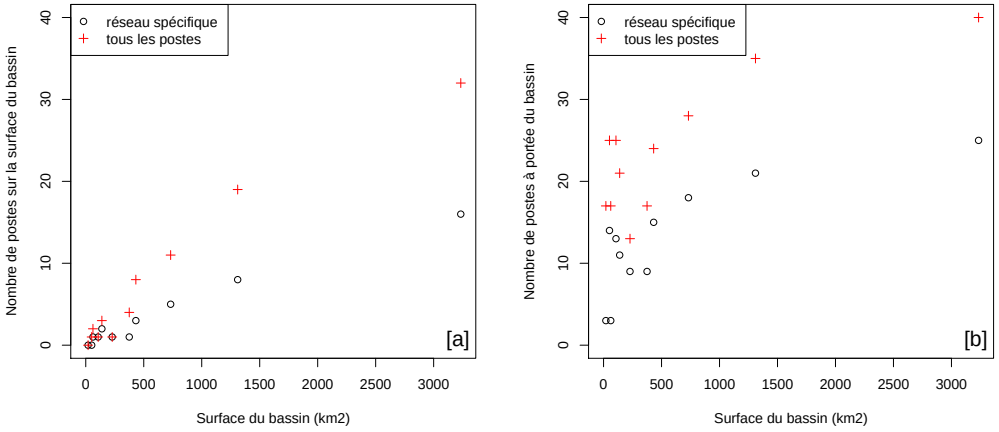


FIG. C.5 – *Relation entre la surface du bassin et le nombre de postes présents (a) sur le bassin (b) à portée du bassin*

C.2.4 Résultats

Les résultats sont présentés pour chaque bassin versant en plusieurs étapes :

a. L'incertitude sur la lame d'eau moyenne avec l'ensemble des postes disponibles « spécifiques » au réseau : uniquement les pluviomètres CRISTAL pour les bassins du réseau CRISTAL, uniquement le réseau pluviométrique - les éléments dont nous disposons - EDF pour les deux bassins EDF.

b. Une évaluation des postes du « réseau spécifique » les plus déterminants dans l'évaluation de la lame d'eau moyenne: c'est-à-dire ceux qui, si on les enlève, font augmenter de manière sensible l'incertitude associée.

Bassin	Surface (km^2)	Type de réseau	Nb pluvios présents	Densité: 1 pour (km^2)	Nb pluvios (d<25km)	Densité 1 pour (km^2)	ECT	Var (%)
Cros	20	EDF	0	/	3	7	0.306	9.4
Rieutord	62	EDF	1	62	3	21	0.317	10.0
Besseyre	51	Cristal	0	/	14	4	0.529	27.0
Pandreaux	107	Cristal	1	107	13	8	0.291	8.5
Chambon	139	Cristal	2	70	11	13	0.240	5.8
Vaubarlet	228	Cristal	1	228	9	25	0.399	15.9
Espaly	375	Cristal	1	375	9	42	0.418	17.5
Goudet	432	Cristal	3	144	15	29	0.245	6.0
Coubon	732	Cristal	5	146	18	41	0.220	4.8
Chadrac	1310	Cristal	8	164	21	62	0.173	3.0
Bas-en-B	3234	Cristal	16	202	25	129	0.152	2.3
Cros	20	Tous	0	/	17	1.2	0.295	8.7
Rieutord	62	Tous	2	31	17	4	0.283	8.0
Besseyre	51	Tous	1	51	25	2	0.342	11.7
Pandreaux	107	Tous	1	107	25	4	0.270	7.3
Chambon	139	Tous	3	46	21	7	0.209	4.4
Vaubarlet	228	Tous	1	228	13	18	0.395	15.6
Espaly	375	Tous	4	94	17	22	0.259	6.7
Goudet	432	Tous	8	54	24	18	0.222	4.9
Coubon	732	Tous	11	67	28	26	0.207	4.3
Chadrac	1310	Tous	19	69	35	37	0.135	1.8
Bas-en-B	3234	Tous	32	101	40	81	0.130	1.7

TAB. C.1 – *Densité de postes pluviométriques par bassin et erreur théorique sur la lame d'eau*

c. On ajoute tour à tour au « réseau spécifique » un unique poste parmi l'ensemble des postes disponibles pour évaluer l'intérêt que pourrait avoir l'incorporation d'un poste supplémentaire dans le réseau existant.

d. L'évaluation de l'incertitude sur l'évaluation de la lame d'eau moyenne en utilisant tous les postes disponibles, quel que soit le réseau CRISTAL, EDF ou Météo-France.

C.2.4.1 Les bassins du réseau CRISTAL

Sur le bassin du Lignon au Chambon sur Lignon .

(a.) L'écart-type d'estimation est 0.240 (soit presque un quart de la valeur calculée).

(b.) Le calcul de la lame d'eau moyenne repose essentiellement - et logiquement, car ce sont les deux seuls postes à l'intérieur du bassin versant - sur Fay sur Lignon (l'incertitude passe à 0.404, si on enlève ce poste) et sur Chambon sur Lignon (*resp.* 0.337). Les postes de Machabert (0.253) et St-Jeures (0.243) ont une influence plus modeste.

(c.) L'estimation de la lame d'eau moyenne pourrait être améliorée avec les postes Météo-France des Estables (0.232) et de Mazet (0.221)

(d.) En utilisant de manière combinée la totalité des postes, l'incertitude sur la lame d'eau moyenne peut être réduite à 0.209.

Sur le bassin de la Gazeille à Besseyre .

(a.) L'écart-type d'estimation est 0.529, c'est-à-dire plus de la moitié de la valeur calculée. Cette forte valeur peut-être expliquée par le fait qu'aucun pluviomètre n'est présent sur la surface du bassin :

(b.) le calcul repose donc essentiellement sur les postes de Machabert (0.594), d'Issarles (0.578) et du Monastier (0.559) auxquels il faut ajouter Fay (0.543), Ste Eulalie (0.547) Lanarce (0.536) et St-Jeures (0.534).

(c.) L'estimation pourrait être fortement améliorée avec le poste des Estables (0.345), ce qui confirme les résultats de Valdes (2002). Les autres postes supplémentaires pouvant réduire les incertitudes sont Mazan (0.524), Le Perthuis (0.525) et Issarles (0.526).

(d.) En utilisant l'ensemble des données, l'incertitude peut être réduite à 0.342, c'est-à-dire approximativement celle obtenue en ajoutant seulement le poste des Estables.

Sur le bassin de la Borne occidentale à Espaly-St-Marcel .

(a.) L'écart-type d'estimation n'est pas aussi élevé que sur la Gazeille, mais est quand même assez important: 0.418.

(b.) Les postes sur lesquels s'appuie le calcul de la lame d'eau moyenne sont essentiellement Fix-St-Genest (l'incertitude passe à 0.605 si on le supprime!), Le Puy-Chadrac (0.468), la Chaise-Dieu (0.430) et Cayres (0.427).

(c.) L'incorporation du poste de Météo-France de Chaspuzac dans le réseau CRISTAL pourrait réduire considérablement l'incertitude: 0.310. Le poste de Félines également : 0.388.

(d.) Avec l'ensemble des postes disponibles, l'incertitude descend à 0.259, amélioration intéressante, basée essentiellement sur l'incorporation des postes Météo-France de Chaspuzac et de Félines.

Sur le bassin de la Gagne aux Pandreaux . (a.) L'écart-type d'estimation sur la lame d'eau moyenne sur le bassin est 0.291.

(b.) Cette évaluation repose essentiellement sur le poste de Machabert (l'incertitude chute à 0.522 si on l'enlève) mais aussi sur les postes du Monastier (0.313), de Fay (0.298), de Goudet et de Mortessagne (0.296).

(c.) Cette estimation peut être améliorée, mais de manière modérée, en ajoutant les postes du Perthuis (0.278), des Estables (0.287)

(d.) En utilisant l'ensemble des postes l'incertitude passe à 0.270.

Sur le bassin de la Dunière à Vaubarlet .

(a.) L'incertitude est importante : 0.399.

(b.) La valeur krigée s'appuie surtout sur les postes de Montfaucon en Velay (0.684!!), de St-Genest (0.420), et de Bas-en-Basset (0.404).

(c.) Les postes Météo-France existants ne permettent pas une amélioration sensible : seul Monistrol (0.395) a un léger effet.

(d.) Ceci est confirmé par l'incertitude sur la lame d'eau moyenne calculée à partir de l'ensemble des postes disponibles : 0.395. Ainsi, aucun poste existant actuellement ne permet de réduire de façon sensible l'incertitude sur la lame d'eau de ce bassin, ce qui pourrait être fait par l'implantation d'un nouveau poste sur le territoire du bassin versant.

Sur le bassin de la Loire à Goudet . (a.) L'incertitude est 0.245.

(b.) Elle augmente si on enlève les postes de Issarles (0.363), de Ste-Eulalie (0.306) et de Lanarce (0.297) qui sont relativement isolés sur le bassin.

(c.) Cette incertitude pourrait être réduite en incorporant au réseau CRISTAL le poste Météo-France de Mazan (0.230) ou le poste EDF d'Usclades (0.231).

(d.) Si on utilise conjointement l'ensemble des postes disponibles, l'amélioration sur la précision est sensible : 0.222.

Sur le bassin de la Loire à Coubon .

(a.) L'incertitude est relativement faible : 0.220.

(b.) Les postes qui apparaissent les plus utiles pour réduire l'incertitude sont : Issarles (0.305), Cayres (0.261), Ste-Eulalie (0.251), le Monastier (0.246), Lanarce (0.241) et Goudet (0.223).

(c.) Il serait possible d'améliorer encore la lame d'eau sur ce bassin en incluant les postes de Mazan et des Estables (0.216) ou le poste EDF d'Usclades (0.216 également).

(d.) Avec l'ensemble des postes disponibles l'incertitude sur la lame d'eau moyenne passe à 0.207.

Sur le bassin de la Loire à Chadrac .

(a.) L'incertitude est 0.173.

(b.) Les postes les plus isolés sont ceux qui influencent le plus l'erreur d'estimation quand on les enlève: Fix-St-Genest (0.211), Cayres (0.207), Issarles (0.206). Le Monastier (0.187), Le Puy (0.191) et Ste-Eulalie (0.186) sont également importants.

(c.) Cette incertitude pourrait encore être réduite à l'aide des postes de Chaspuzac (0.150), Félines (0.168), Mazan (0.170) ou les Estables (0.170).

(d.) Il est possible d'améliorer encore la précision en utilisant l'ensemble des postes disponibles : 0.135.

Sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset .

(a.) L'incertitude à l'aide du réseau CRISTAL au complet est 0.152.

(b.) Les postes qui semblent les plus déterminants dans la réduction de cette incertitude sont encore une fois les postes qui sont les plus isolés, c'est-à-dire , représentatifs sur une plus grande portion du bassin : Mortessagne (0.180), Montfaucon sur Velay (0.171) (ces deux postes on été installés récemment, et notre étude confirme l'intérêt de cette mise en fonctionnement), Viverols (0.172); mais aussi Bas-en-Basset et le Puy-Chadrac (0.165) et Fix St Geneys (0.166).

(c.) Les postes semblant particulièrement intéressants à incorporer dans le réseau de ce bassin sont Félines (0.143) et Chaspuzac (0.146)

(d.) Si on utilise conjointement les postes CRISTAL, EDF et Météo-France, alors l'incertitude sur la lame d'eau moyenne passe à 0.130.

C.2.4.2 Les bassins du réseau EDF

Le réseau EDF - limité aux 3 postes pluviométriques et aux deux postes hydrométriques qui nous ont été fournis - peut-il être amélioré?

Sur le bassin du Tauron à Cros de Géorand .

(a.) Il est à noter qu'il n'existe aucun pluviomètre sur la surface de ce bassin. L'incertitude sur la lame d'eau moyenne calculée à partir des trois postes EDF est 0.306.

(b.) Le poste le plus déterminant, est le plus proche : Sainte-Eulalie (0.476), mais les autres postes participent aussi à réduire les incertitudes : Lac d'Issarles (0.378) et Usclades (0.346).

(c.) Parmi les postes existants, le poste des Estables (0.298) serait le plus intéressant à introduire dans le réseau (il est à noter qu'il existe en réalité un poste EDF aux Estables).

(d.) Si on mélange les trois réseaux, alors l'incertitude passe à 0.295, ce qui est très proche de celle obtenue en ajoutant simplement le poste des Estables.

Sur le bassin de la Loire à Rieutord .

(a.) L'écart-type théorique est 0.317.

(b.) C'est le poste situé sur le bassin, Sainte Eulalie (0.539) qui a le plus d'importance : Usclades (0.397) et Lac d'Issarles (0.317).

(c.) Les postes existants qui réduisent le plus sensiblement les incertitudes sont ceux situés au nord du bassin (les Estables (0.303), Fay (0.302) et Machabert (0.304)) alors que le poste de Mazan, au sud du bassin, a un effet plus limité (0.310).

(d.) Avec l'ensemble des postes disponibles, le gain en précision semble assez intéressant : 0.283.

C.2.5 Conclusions

A l'aide d'hypothèses simples, nous avons tenté d'évaluer la précision sur la lame d'eau moyenne obtenue à l'aide du krigeage pour un réseau donné. Les résultats montrent des comportements différents. En ce qui concerne le réseau CRISTAL, utilisé seul (partie supérieure du tableau TAB.C.1), des incertitudes très importantes apparaissent sur certains bassins parmi lesquels Besseyre et Espaly. Ces valeurs proches de 0.5 signifient que les mesures réalisées sur les postes du réseau CRISTAL actuel ne sont pas suffisantes pour avoir une évaluation précise de la lame d'eau moyenne. Ces valeurs d'incertitudes pourraient être réduites de façon notable en incorporant respectivement les postes des Estables et de Chaspuzac.

Il est à noter que même si en moyenne la densité des points de mesure diminue avec la taille des bassins, les incertitudes sur la lame d'eau moyenne diminuent également. On a donc des estimations de la pluie moyenne tout à fait convenables sur les bassins CRISTAL - de taille supérieure à 400 km^2 situés sur la Loire elle-même (tableau TAB.C.1).

C.3 Compléments sur la validation croisée (partie 7.2.2)

C.3.1 Comparaison des valeurs reconstituées : le cas des valeurs nulles et négatives

En 7.2.2.1 (page 171), il est fait mention du cas des valeurs négatives. Les pluies négatives observées correspondent à des lacunes et les pluies négatives reconstitués ont pour origine la non contrainte de positivité des poids lors du krigeage. L'analyse du comportement de ces séries est détaillé ci-dessous, afin de voir, l'effet de ces poids négatifs.

Le cas des valeurs négatives La série des pluies observées comporte parfois des lacunes (valeurs négatives) ; et, à cause de la non positivité des poids du krigeage, les valeurs interpolées peuvent être négatives. Une première vérification consiste à quantifier le nombre de fois où les valeurs négatives reconstituées correspondent en fait à des valeurs positives (et non nulles observées).

Bassin	Fay	Goudet	Machabert	Mazet
Pobs ≥ 0	0.84	0.98	0.98	0.99
Prec ≥ 0	0.92	0.90	0.88	0.91
Pobs > 0	0.26	0.22	0.26	0.20
Prec > 0	0.54	0.52	0.50	0.58

TAB. C.2 – *Pourcentage de valeurs non négatives*

On compte (TAB.C.2), pour les quatre postes de la validation croisée, le pourcentage de valeurs non négatives. Pour les séries observées, le pourcentage de valeurs négatives correspond à des lacunes dans la série de données. A part pour le poste de Fay-sur-Lignon où les lacunes représentent plus de 15%, pour les autres postes elles sont faibles. Pour les séries reconstituées, les valeurs négatives correspondent soit au cas où il n'est pas possible de reconstituer une valeur car aucun poste à une distance inférieure à la portée ne fonctionne, soit à des poids négatifs lors de l'optimisation du système de krigeage (non contrainte de positivité des poids). Ces résultats signalent qu'il y a un nombre non négligeable de valeurs interpolées qui sont négatives (environ 10%). Cependant, on observe que les valeurs de ces pluies interpolées négatives sont très proches de 0 : leur moyenne est proche de -0.04 mm et le nombre de valeurs inférieures à -1 mm va de 0 pour Fay à 10 pour Mazet.

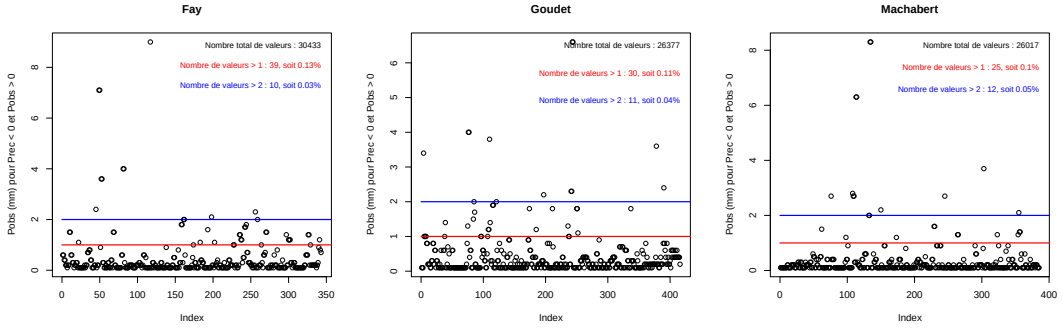


FIG. C.6 – *Valeurs des pluies ponctuelles observées pour des valeurs de pluies reconstituées négatives.*

Pour savoir à quelle gamme de valeurs observées correspondent ces valeurs négatives, nous avons tracé les valeurs de pluies observées non nulles correspondant à des pluies reconstituées négatives (FIG.C.6). La plupart des ces valeurs de pluie sont très faibles. On a donc, d'une part de faibles valeurs absolues des pluies négatives et d'autre part, quand il y a des pluies reconstituées négatives, elles correspondent, la plupart du

temps à des valeurs observées faibles (0.10 à 0.15% (0.0010 à 0.0015) seulement de l'ensemble des valeurs sont des valeurs supérieures à 1 mm et correspondant à des pluies reconstituées négatives ; moins de 0.05% valent plus de 2 mm dans la même situation).

La non contrainte de positivité des poids est, on l'a vu dans la revue bibliographique, une des limites du krigeage. Il existe des méthodes pour contraindre la positivité des poids, mais alors le système n'est plus optimal. On étudie donc l'impact des ces valeurs parfois négatives sur les lames d'eau moyennes sur des bassins versants. Celles-ci n'apparaissent que pour quelques petits bassins ou pour quelques bassins peu renseignés. Sur l'ensemble de la période d'étude, si on met à 0 les valeurs négatives, le cumul varie de :

- 33.2 mm pour le bassin de la Borne à Espaly (1.7 mm/an en moyenne), avec un différence sur la lame d'eau annuelle maximale en 1986 (13.8 mm). Sinon les écarts sont inférieurs à 3 mm.
- 139 mm pour le bassin de la Gazeille à Besseyre (10 mm/an en moyenne), avec des écarts sur la lame d'eau annuelle maximaux en 1992 (41.2 mm), en 1993 (19.8 mm), en 1994 (12.5 mm) et en 1995 (9 mm). Sinon les écarts sont inférieurs à 6 mm.
- 77.1 mm pour le bassin de la Loire à Rieutord 3.8 mm/an en moyenne), avec un écart maximal en 1992 (30 mm) et en 1994 (10 mm). Sinon les écarts sont inférieurs à 6 mm.
- 72.5 mm pour le Tauron à Cros de Géorand (3.6 mm/an), avec des écarts maximaux en 1986 (8 mm) et en 1992 (26 mm). Sinon les écarts sont inférieurs à 5 mm.
- 20.8 mm pour le bassin de la Gagne à Pandreaux (3.5 mm/an), avec un écart maximal de 7.1 mm en 1999 et des écarts inférieurs à 2 mm pour les autres années.

Les variations engendrées apparaissent négligeables par rapport au volume total de pluie annuelle précipitée. On considère donc : (1) que cet effet comme négligeable et (2) qu'il est possible de ramener les valeurs négatives à 0. Pour l'étude des séries issues de la validation croisée, on n'étudiera donc que les valeurs positives ou nulles.

Cette analyse a montré que les valeurs négatives dues à une non contrainte de positivité des poids peuvent être fixées à 0 sans perturber la chronique de pluie car (1) les pluies ponctuelles observées correspondantes sont la plupart du temps très proches de 0 ; (2) les valeurs négatives elles-mêmes sont proches de 0 ; (3) l'impact sur les lames d'eau moyennes est négligeable.

Le cas des valeurs nulles Les séries observées et reconstituées sont comparées, en séparant les cas « pluie » (pluie positive ou nulle) et « pluie non nulle » (pluie strictement positive). Les éléments suivants apparaissent (cf. TAB.C.2) :

Bassin	Fay	Goudet	Machabert	Mazet
Moyenne (Pobs $\geq$ 0 mm)	0.43	0.25	0.25	0.33
Moyenne (Prec $\geq$ 0 mm)	0.33	0.29	0.38	0.38
Ecart-type (Pobs $\geq$ 0 mm)	1.48	0.92	0.87	1.27
Ecart-type (Prec $\geq$ 0 mm)	1.01	0.89	1.05	1.17
Moyenne (Pobs > 0 mm)	1.38	1.09	0.95	1.62
Moyenne (Prec > 0 mm)	0.57	0.50	0.66	0.59
Ecart-type (Pobs > 0 mm)	2.40	1.69	1.47	2.44
Ecart-type (Prec > 0 mm)	1.30	1.12	1.31	1.42
Maximum (Pobs en mm)	36.3	24.6	27.0	33.0
Maximum (Prec en mm)	26.0	19.9	20.4	25.8

TAB. C.3 – *Moyennes, écarts-types et maxima des séries des pluies observées (Pobs) et des pluies reconstituées (Prec)*

- dans les séries d'observations, peu de valeurs sont strictement positives (de 20 à 26% selon les postes) alors que pour les séries reconstituées ce pourcentage est beaucoup plus élevé (de 50 à 58%) ;
- quand on compare les moyennes et écarts types TAB.C.3, on s'aperçoit que si on considère l'ensemble des valeurs les moyennes des pluies observées et reconstituées sont proches (sous-estimation à Fay et surestimation pour les autres postes) et les écarts types sont assez proches (écarts inférieurs à 0.2 sauf à Fay (0.47)). Par contre, si on ne considère que les valeurs strictement positives les moyennes et écarts types divergent fortement ;
- les maximums reconstitués sont assez largement inférieurs à ceux observés (TAB.C.3).

Ainsi, il y a peu de valeurs observées strictement positives ($\approx 25\%$, c'est-à-dire que de la pluie est observée sur 25% des pas de temps en moyenne) alors que les valeurs reconstituées strictement positives représentent un peu plus de 50% de la série, ce qui peut probablement être expliqué en partie par la résolution des appareils de mesure de la pluie. La différence du nombre de valeurs strictement positives entre les observations et les reconstitutions peut certainement en partie être expliquée par le fait que les mesures de pluie sont réalisées à l'aide d'appareils à augets basculeurs dont la résolution volumétrique est 0.2 mm. Les pluies inférieures à cette valeur ne peuvent donc être mesurées en temps réel [1], alors qu'elles peuvent être reconstituer à l'aide d'un modèle d'interpolation sans aucune difficulté.

Ainsi, une partie des valeurs reconstituées sont négatives mais (1) sont peu négatives et (2) correspondent la plupart du temps à de faibles valeurs de pluies observées. Et il a été montré sur le cas des lames d'eau annuelles que le fait de les ramener à 0 a peu d'impact par rapport au volume total.

1. En fait, comme certaines pluies de notre chronique correspondent à des cumuls sur plusieurs heures désagrégés, il est cependant possible d'avoir dans la série d'observation des valeurs inférieures à 0.2 mm

C.3.2 Comparaison des erreurs empiriques

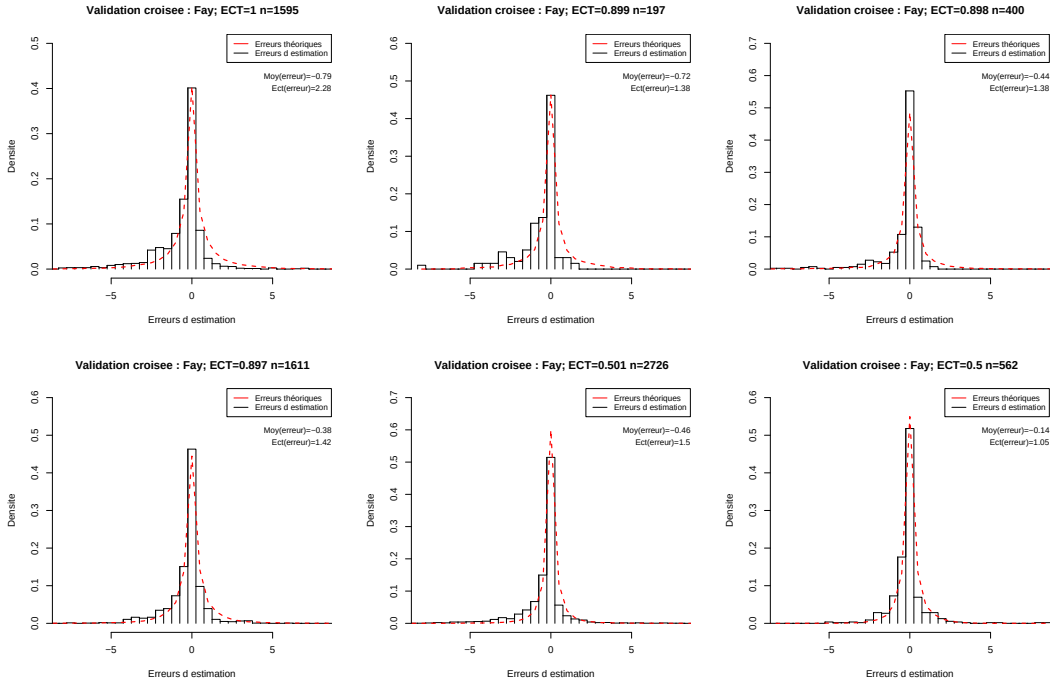


FIG. C.7 – *Distributions des erreurs empiriques et théoriques pour le poste 02 (Fay) : exemples pour quelques ECT*

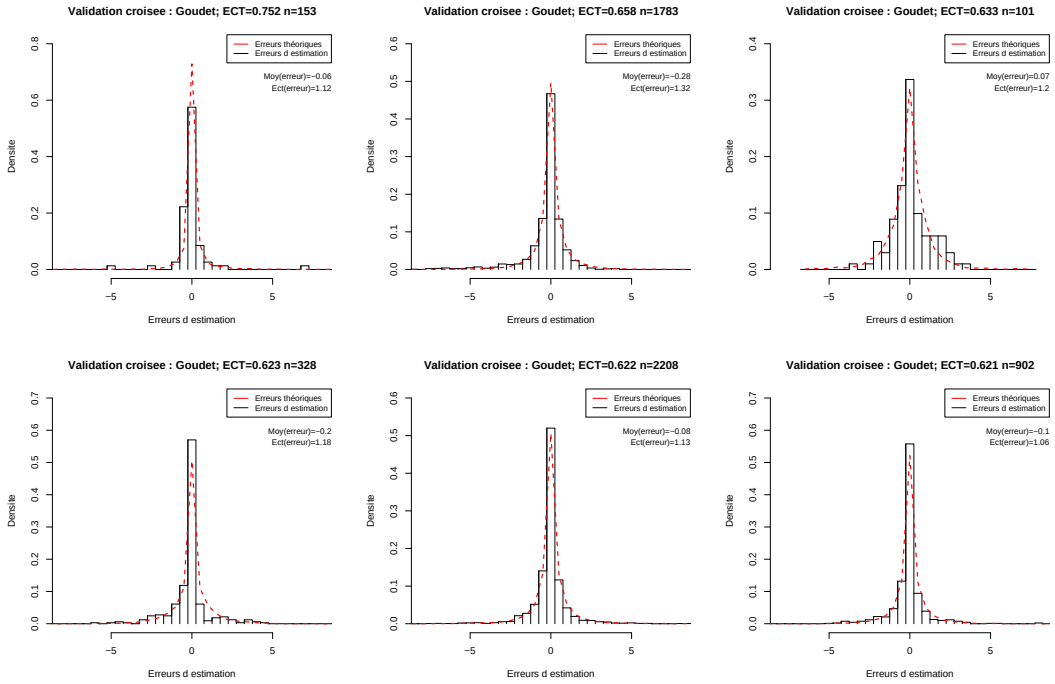


FIG. C.8 – *Distributions des erreurs empiriques et théoriques pour le poste 10 (Goudet) : exemples pour quelques ECT*

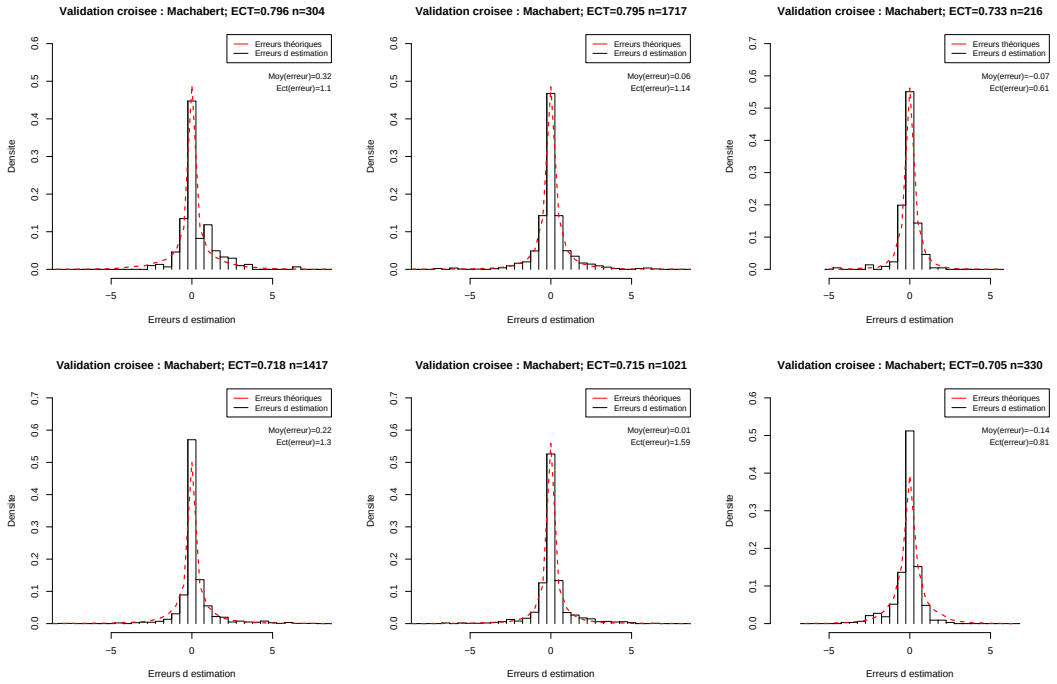


FIG. C.9 – *Distributions des erreurs empiriques et théoriques pour le poste 12 (Machabert) : exemples pour quelques ECT*

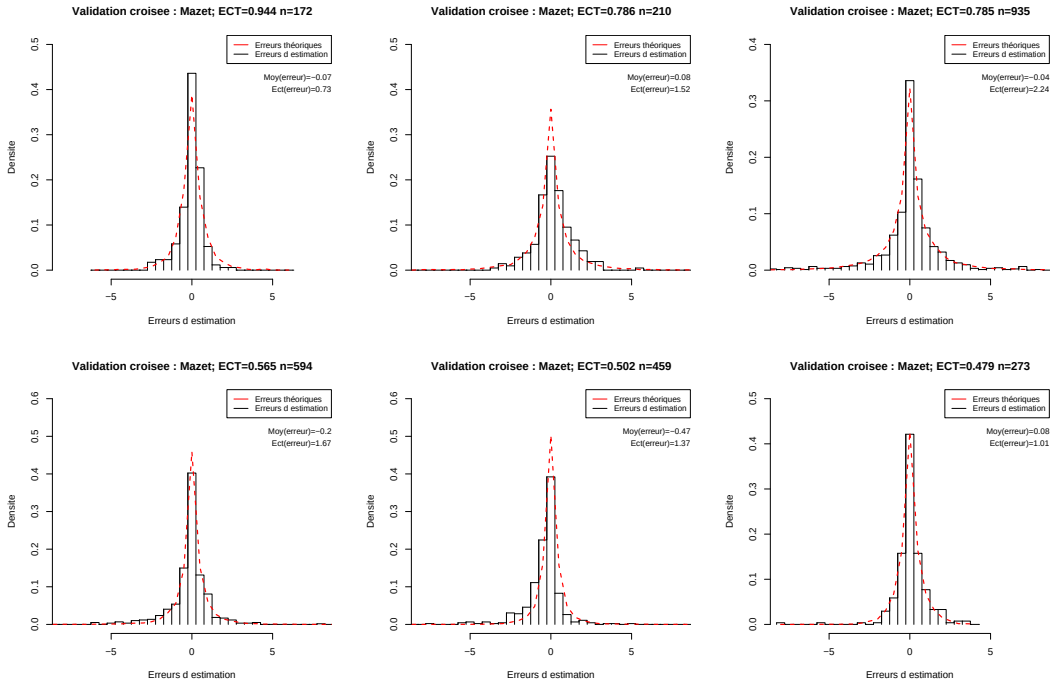


FIG. C.10 – *Distributions des erreurs empiriques et théoriques pour le poste 22 (Mazet) : exemples pour quelques ECT*

	Fay	Goudet	Machabert	Mazet
Erreurs empiriques Pobs ≥ 0 : moyenne	-0.12	0.01	0.07	0.02
Erreurs empiriques Pobs ≥ 0 : écart-type	1.14	0.77	0.76	0.98
Erreurs empiriques Pobs > 0 : moyenne	-0.55	-0.20	0.08	-0.22
Erreurs empiriques Pobs > 0 : écart-type	1.87	1.35	1.32	2.00
Erreurs simulées (100 tirages) : moyenne	0.00	0.00	0.00	0.00
Erreurs simulées (100 tirages) : écart-type	1.34	1.14	1.35	1.45

TAB. C.4 – *Comparaison des moyennes et écarts types des valeurs reconstituées par la validation ponctuelle et des valeurs simulées à l'aide d'un algorithme de Monte-Carlo puis multipliées par l'écart-type libre du champ* σ_k

Le modèle d'interpolation semble assez efficace : pour Goudet et Mazet, la moyenne des erreurs est presque nulle (dans le Goudet, la valeur du test de Student [1] est 0.08, dans le second cas 0.03) ; pour Fay et Machabert, un biais plus important est observé. Si on ne considère que les erreurs correspondant à des valeurs de pluies strictement positives, alors un biais plus important est observé qui traduit, pour la plupart des postes une sous-estimation lors de la reconstitution. En ce qui concerne les écarts types des erreurs, les écarts types empiriques des pluies positives et des pluies strictement positives encadrent les écarts-types simulés à l'aide du modèle d'erreur. Le fort écart entre les écarts types de l'ensemble des pluies et des pluies non nulles montre à quel point l'analyse est sensible au choix de la série sur laquelle on s'évalue. En ce qui concerne les pluies non nulles, c'est-à-dire celles qui nous intéressent le plus, notre modèle d'erreur tend donc à parfois sous-estimer la variance des erreurs d'estimation réalisées. Pour pouvoir reconstituer la distribution des erreurs observées à Fay et Mazet, il faudrait élargir l'intervalle dans lequel on tire les valeurs, c'est-à-dire augmenter l'écart-type du modèle d'erreur que l'on utilise, ce qui revient à diminuer la portée du variogramme.

1. Testant l'égalité des moyennes : une valeur supérieure à 0.05 incite à accepter l'hypothèse d'égalité.

C.3.3 Comparaison des erreurs standardisées

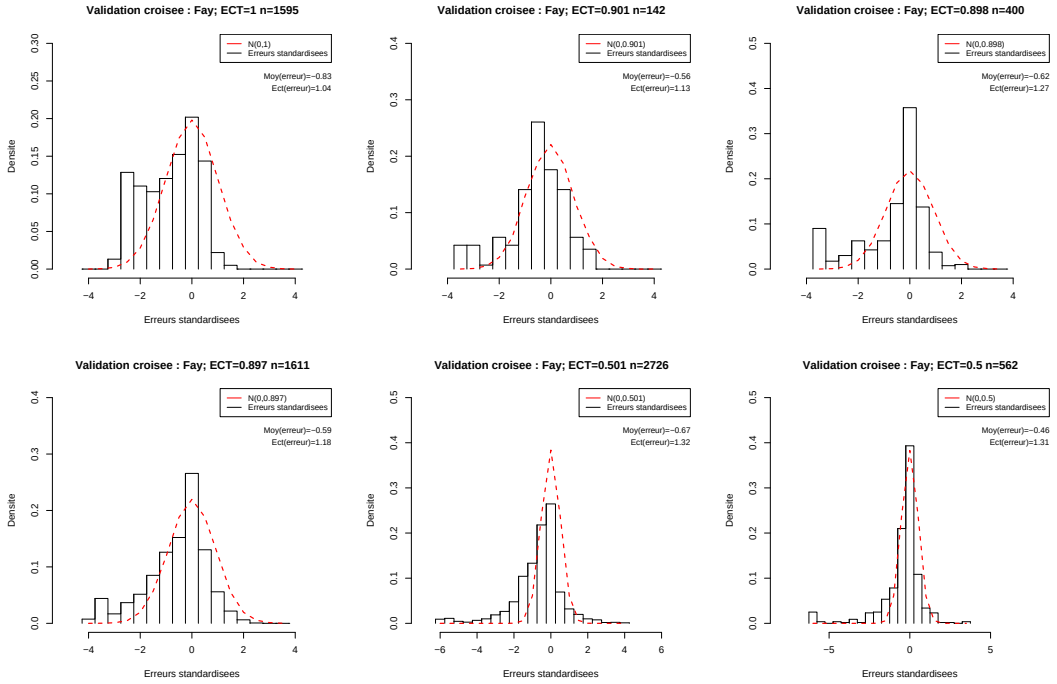


FIG. C.11 – *Distributions des erreurs standardisées empiriques et théoriques pour le poste 02 : exemples pour quelques ECT*

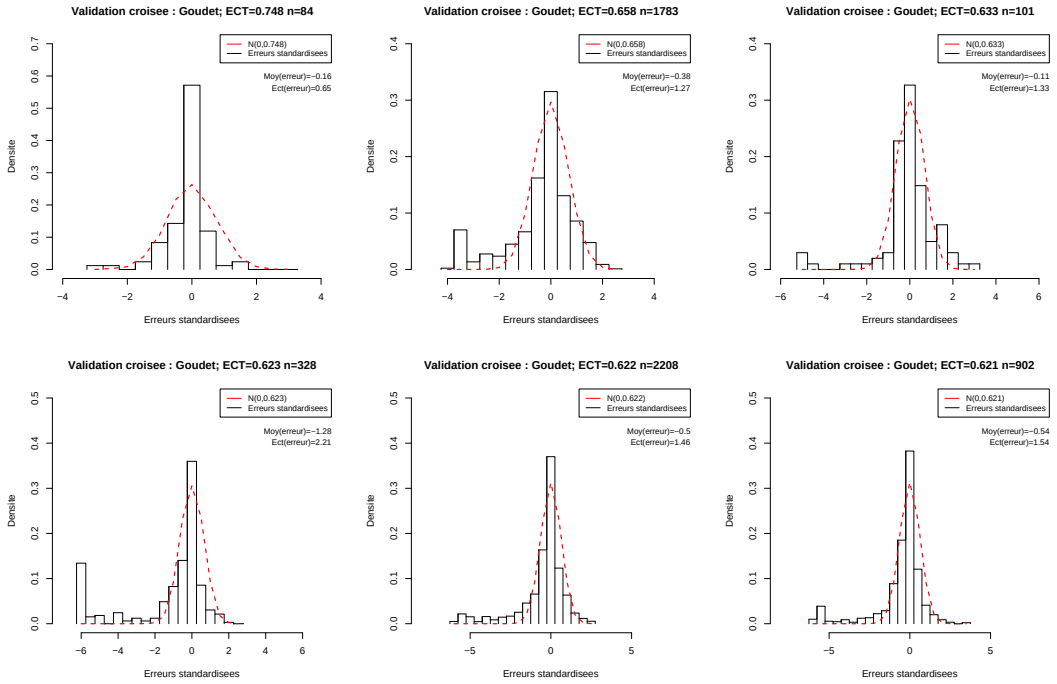


FIG. C.12 – *Distributions des erreurs standardisées empiriques et théoriques pour le poste 10 : exemples pour quelques ECT*

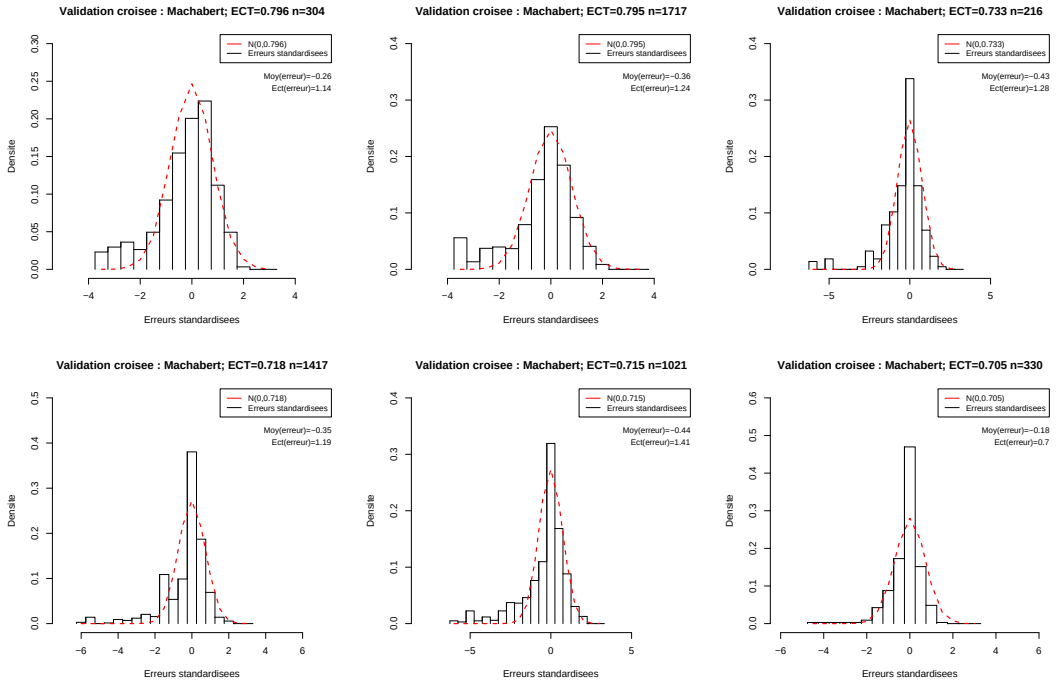


FIG. C.13 – *Distributions des erreurs standardisées empiriques et théoriques pour le poste 12 : exemples pour quelques ECT*

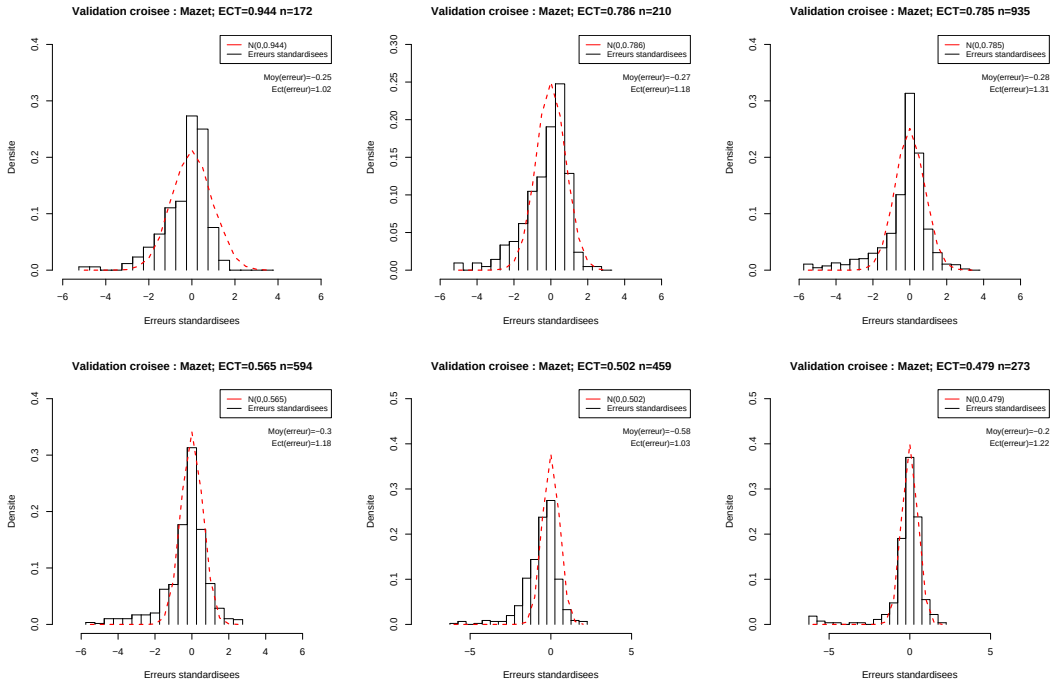


FIG. C.14 – *Distributions des erreurs standardisées empiriques et théoriques pour le poste 22 : exemples pour quelques ECT*

C.4 Corrélation temporelle des erreurs d'estimation des PMS

C.4.1 La variance d'estimation sur une PMS

Pour définir, la variance d'estimation sur une lame moyenne spatiale (PMS), on place dans le cadre du krigeage par bloc.

Soit $Z(x)$ la variable aléatoire correspondant à l'information ponctuelle. Soit $Z_v(x)$ la variable aléatoire correspondant à un bloc centré en x.

On a alors :

$$Z_v(x) = \frac{1}{v}\int_v Z(y)dy \tag{C.35}$$

et :

$$E[Z_v(x)] = m \tag{C.36}$$

$$\begin{aligned} Var(Z_v(x)) = \sigma_v^2 &= E[Z_v(x) - m] = E[(\frac{1}{v}\int_v Z(y)dy - m)^2] \\ &= E[(\frac{1}{v^2}\int_v\int_v (Z(y_1) - m)(Z(y_2) - m)dy_1 dy_2] \end{aligned} \tag{C.37}$$

Comme E et $\int$ sont deux opérateurs linéaires, on peut les intervertir :

$$\begin{aligned} Var(Z_v(x)) &= \frac{1}{v^2}\int_v\int_v E[(Z(y_1) - m)(Z(y_2) - m)]dy_1 dy_2 \\ &= \frac{1}{v^2}\int_v\int_v Cov((Z(y_1),Z(y_2))dy_1 dy_2 \\ Var(Z_v(x)) &= \sigma_v^2 = \overline{C}(v,v) \end{aligned} \tag{C.38}$$

C'est-à-dire que la variance du bloc est donnée par la moyenne des covariances entre toutes les paires de points que l'on peut former à l'intérieur du bloc v.

Cela se traduit, en terme de variogramme par :

$$C(h) = \sigma^2 - \gamma(h) \tag{C.39}$$

$$\sigma_v^2 = \sigma^2 - \overline{\gamma}(v,v) \tag{C.40}$$

C.4.2 Variance d'estimation

Elle permet de fournir une mesure de la précision des estimations effectuées.

$$Z_v^* = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z_i \tag{C.41}$$

où : Z_i la valeur observée au point x_i ;
Z_v^* un estimateur de Z_v.

On définit l'erreur d'estimation :

$$e = Z_v - Z_v^* \tag{C.42}$$

La variance de cette erreur est la variance d'estimation :

$$Var(e) = Var(Z_v) + Var(Z_v^*) - 2Cov(Z_v, Z_v^*) \tag{C.43}$$

Soit, en substituant Z_v^* par son expression donnée en (C.41) :

$$\sigma_e^2 = Var(e) = Var(Z_v) + \sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j Cov(Z_i, Z_j) - 2\sum_i \lambda_i Cov(Z_i, Z_v) \tag{C.44}$$

En la réécrivant en fonction du variogramme :

$$\sigma_e^2 = (\sigma^2 - \bar{\gamma}(v,v)) + \sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j (\sigma^2 - \gamma(x_i - x_j)) - 2\sum_i \lambda_i (\sigma^2 - \bar{\gamma}(x_i, v)) \tag{C.45}$$

et comme $\sum \lambda_i = 1$,

$$\sigma_e^2 = 2\sum_i \lambda_i \bar{\gamma}(x_i, v) - \bar{\gamma}(v,v) - \sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) \tag{C.46}$$

C.5 Rappel sur les modèles de corrélation sérielle

Lorsqu'une variable x est observée à différents pas de temps, il est possible d'étudier les interdépendances temporelles de cette variable afin de pouvoir l'exprimer à chaque instant t en fonction de ses états antérieurs x_{t-i}.

Les modèles chronologiques à une seule variable peuvent être exprimés sous l'équation générale suivante :

$$x_t = f(x_{t-1}, x_{t-2}, \ldots, u_t) \tag{C.47}$$

où il faut spécifier les éléments suivants :

- la forme de la fonction $f(.)$
- le nombre de valeurs passées
- une structure pour la perturbation u

Les modèles AR : modèles AutoRégressifs.

Si on suppose que la fonction f est linéaire, que la perturbation est un bruit blanc [1], alors on se trouve en présence d'un modèle autorégressif, d'ordre p, où p est le nombre de variables passées considérées. Il est alors possible d'écrire, la valeur de cette variable à l'instant t à un terme d'erreur près.

Exemple de modèle AR d'ordre p avec u_t un bruit blanc :

$$X_t = \alpha_1 \cdot X_{t-1} + \alpha_2 \cdot X_{t-2} + \cdots + \alpha_p \cdot X_{t-p} + u_t \tag{C.48}$$

Les modèles ARMA : modèles AutoRégressifs à Moyenne Mobile.

Il est également possible de supposer que la perturbation a une structure plus compliquée, c'est-à-dire que u_t n'est plus un simple bruit blanc. Une modélisation usuelle alternative au bruit blanc est celle d'un processus à moyenne mobile $MA(q)$ où la perturbation u_t peut s'écrire sous la forme :

$$u_t = \nu_t + \beta 1 \cdot \nu_{t-1} + \cdots + \beta_q \cdot \nu_{t-q} \tag{C.49}$$

et où ν est un bruit blanc.

En combinant les deux modèles (C.48) et (C.49) on obtient un nouveau processus : un ARMA(p,q) à la fois auto-régressif d'ordre p et de moyenne mobile d'ordre q.

Alors les variables $u_t = \nu_t + \beta \cdot \nu_{t-1}$ et $u_{t-1} = \nu_{t-1} + \beta \cdot \nu_{t-2}$ ne sont plus indépendantes : elles ont un ν_{t-1} en commun.

On peut noter que les modèles ARIMA (Auto Regressive Integrated Moving Average, ou modèles de Box & Jenkins (1976)) sont une généralisation des modèles ARMA.

1. Le bruit blanc est la réalisation d'un processus aléatoire dans lequel la densité spectrale de puissance est la même pour toutes les fréquences. On parle souvent de bruit blanc gaussien, il s'agit d'un bruit blanc qui suit une loi normale de moyenne et variance données. (source : http://fr.wikipedia.org/)

C.6 Champs pluvieux et leur modélisation

C.6.1 Modéliser la pluie

Un champ pluvieux possède des caractéristiques qui sont directement liées à la durée d'observation de ce champ ainsi qu'à la nature extrêmement erratique et intermittente du processus de précipitation.

C.6.1.1 Échelles en modélisation de la pluie

La structure spatiale de la pluie dépend à la fois de l'organisation spatiale des processus atmosphériques qui la produisent et de la durée d'observation. Classiquement, on distingue plusieurs types d'échelles selon l'extension spatiale des phénomènes et leur durée de vie :

- **l'échelle convective** (1-10 km^2) représente la taille d'un groupe de cellules pluvieuses convectives à un instant donné (quelques minutes à une demi-heure).
- **la méso-échelle** est l'étendue spatiale (10^2 - 10^4 km^2) sur laquelle des cellules convectives sont observées durant leur durée de vie : leur naissance, leur croissance, et leur déclin, i.e. de une à plusieurs heures. Les bandes pluvieuses et les orages appartiennent à cette échelle.
- **l'échelle synoptique** couvre des surface de l'ordre de 10^4 km^2 et des durées de vie de un à plusieurs jours : elle permet de décrire les événements de pluie en incluant les centres de dépression et les fronts.

Sur une surface donnée, la variabilité spatiale de la pluie est plus forte si elle est issue d'un orage convectif plutôt que du passage d'un front. Cependant, le fait d'aggréger différents types d'événements tend à réduire la variabilité spatiale de la pluie comme cela peut être montré en comparant les variabilités des cumuls sur une heure ou un jour avec les variabilités de cumuls sur un mois ou un an.

Sur un point donné, si on regarde passer un événement pluvieux, il existe une dépendance temporelle dans la série temporelle des observations ponctuelles, cependant quand la résolution temporelle de l'échantillonnage diminue, cette dépendance temporelle tend à décroître pour finalement disparaître.

C.6.1.2 Les différents types de modèles

Les processus physiques et dynamiques intervenant dans la formation de précipitations limite la capacité des modèles déterministes à faire des prévisions de pluie au delà d'une certaine résolution spatio-temporelle. Cette limitation, ainsi que le besoin, pour des applications opérationnelles, de descriptions commodes de la pluie, ont motivé son traitement comme un processus stochastique. Quand on cherche à caractériser le comportement de la pluie dans le temps et l'espace, différentes approches stochastiques peuvent être adoptées :

- les modèles de pluie ponctuelle
- les modèles de pluie multivariées
- les modèles de champ pluvieux multi-dimensionnels

Une revue très détaillée des modèles de pluie ponctuelle et des modèles de champs pluvieux multi dimensionnels a été réalisée par Foufoula-Georgiou & Georgakakos (1991) et reprise de manière synthétique et quasi exhaustive sur les modèles de pluie spatio-temporels par Shah *et al.* (1996).

a Les modèles de pluie ponctuels Foufoula-Georgiou & Georgakakos (1991) distinguent :

1. **Les approches consistant à simuler/prévoir des périodes de pluies consécutives entrecoupées de périodes sèches** (*« "wet-dry spell" approach »*). Les outils utilisés sont des distributions statistiques (distributions de Weibull, distributions exponentielles, distributions binoniales négatives discrètes, géométriques) dans lesquelles les durées (de pluie et de non pluie) sont tirées. Une alternative est d'utiliser une chaîne de Markov d'ordre un. Les difficultés de cette approche sont : (1) la définition d'événements pluvieux indépendants (qui devient difficile quand le pas de temps diminue) ; (2) le fait que la durée des événements varie : il faut donc conditionner la quantité de pluie totale par la durée de l'événement : (3) une fois qu'on a simulé la quantité totale de pluie pour

un événement, il faut pouvoir la redistribuer au sein de l'événement ce qui requiert des informations statistiques supplémentaires.

2. **L'approche temporelle discrète** (*« Discrete Time-Series Approach »* - ou *« occurence/non occurence »* où les occurrences de pluie sont vues comme une variable binaire (0 : non pluie ; 1 : pluie) (Obled, 1979)). Le modèle le plus simple pour une telle variable binaire est un processus de Bernoulli. Les modèles de chaînes de Markov sont également des modèles simples. De nombreuses études dans les années 1960 et 1970 ont porté sur l'adéquation de ces modèles aux phénomènes qu'ils doivent simuler. Le modèle de Bernouilli à cause de sa structure indépendante, n'est pas approprié pour décrire les occurrences de pluie à faible pas de temps. Il apparaît que les chaînes de Markov de premier ordre sont bien adaptées pour décrire les occurrences de pluies journalières sauf dans le cas de longues périodes sèches ou humides (persistance de long terme) où la mémoire géométrique des chaînes de Markov n'apparaît pas bien adaptée. Des modèles DARMA (Discrete Auto-Regressive with Moving Average) ont également été utilisés. Ils apparaissent comme une amélioration des chaînes de Markov car ils sont capable de prendre en compte des persistance de long terme de manière plus parcimonieuse que les chaînes de Markov d'ordre élevé.
3. **Les modèles de quantité de pluie** (*« Rainfall Amount Models »*). Ces modèles permettent de simuler une quantité de pluie pour les occurrences de pluie. Pour tirer cette quantité de pluie, plusieurs distributions statistiques ont été testées (exponentielle, exponentielle mixte, gamma, kappa ou beta généralisée, etc). Les distributions gamma ont été largement utilisées et semblent donner de résultats satisfaisants. Les modèles ARMA pour la quantité de pluie n'ont pas beaucoup été utilisés à cause de leur structure indépendante. Enfin plusieurs études ont utilisé des chaînes de Markov pour simuler à la fois les occurrences et les quantités de pluie.
4. Enfin, la dernière catégorie de modèles de pluie ponctuels concerne la **modélisation des processus du point de vue ponctuel** (*« Point Process Approach »*). Ce type de modèle permet de décrire l'occurrence de l'événement sur l'axe du temps. Une revue bibliographique en est proposée par Waymire & Gupta (1981) et Foufoula-Georgiou & Georgakakos (1991). La plupart du temps, l'axe du temps est considéré d'un point de vue continu plutôt que discret ce qui soulève parfois des difficultés dans l'application d'une théorie continue à des données discrètes dans le temps. Ce cadre continu impose d'inférer les propriétés d'un processus sous-jacent, non observé, à partir de données d'observation discrètes. Les modèles qui tentent de répondre à cette problématique peuvent être dépendants de l'échelle ou non. Le plus simple processus ponctuel en continu est un processus de Poisson (le temps entre les intervalles est indépendant et exponentiellement distribué et le nombre d'événements dans un intervalle est indépendant et exponentiellement distribué. Ces modèles ou des modèles intégrant ce processus (modèles Neyman-Scott par exemple) ont été largement utilisés. Cependant des difficultés ont été rencontrées pour simuler des quantités de pluies pour des pas de temps courts (i.e. reproduire les fonctions de corrélations des données horaires). Pour une simulation ponctuelle discrète dans le temps, des modèles de Markov(Markov Renewal & Markov Bernouilli) ont été utilisés avec succès pour des données journalières.

Sur le problème de l'invariance d'échelle et les propriétés statistiques des pluies ponctuelles Marani (2003) rappelle que si ce sujet est étudié depuis plus de 40 ans, la plupart des études concernent : (1) l'étude de données agrégées à un seul pas de temps (échelles horaire, journalière, climatologique) et (2) dans les études plus récentes, l'étude de la relation entre les caractéristiques statistiques de la pluie mesurée à de relativement longues échelles d'agrégation et les propriétés observées à des échelles d'agrégation plus courtes. Ces études utilisent le plus souvent les cadres de travail fractales ou multifractales qui font l'hypothèse de l'absence d'échelle caractéristique de la variabilité ce qui implique une structure d'échelle en loi puissance des moments statistiques de la pluie. Cette approche a montré des résultats intéressants, cependant des cas où elle ne fonctionne pas bien ont aussi été rapportés et il est important de déterminer si cela provient de fluctuations expérimentales ou si c'est la structure même de la pluie qui est concernée. Il est montré que la dépendece temporelle de la variance de la pluie comporte trois régimes disctincts : un régime initial, où la variance est quadratique et ne dépend pas des caractéristiques de corrélation du processus de pluie continu sous-jacent ; (2) un régime d'échelle où la variance suit une loi puissance dont l'exposent dépend de la mémoire du processus (égal à un si la mémoire est finie, supérieur si la mémoire est infinie) ; (3) un régime intermédiaire de transition entre les deux régimes précédents.

b Les modèles stochastiques/physiques de champs pluvieux La modélisation des champs pluvieux appartient au domaine de la météorologie. Le nombre de travaux est important et dans la majorité, les modèles tentent de décrire aussi précisément que possible ces champs pluvieux en tenant compte des principales caractéristiques physiques quantifiables ou mesurables.

Les premiers travaux datent des années 1970. Ces travaux cherchent surtout à reproduire les principales caractéristiques des orages cycloniques extratropiquaux en simulant des bandes pluvieuses dans lesquelles les cellules naissent à partir de processus ponctuels ; les vitesses, formes et durée de vies des cellules sont décrites par des fonctions aléatoires.

Bras & Rodrigez-Iturbe (1976) adoptent une approche moins mécaniste dans laquelle la dépendance spatiale et temporelle des pluies est décrite à travers une fonction de corrélation spatio-temporelle. Cette fonction de corrélation spatio-temporelle, en accord avec les hypothèses de Taylor[1] sur la turbulence, suppose que la corrélation spatiale est équivalente à la corrélation temporelle si le temps est converti en espace, dans la direction moyenne du mouvement de l'orage. Une structure temporelle non stationnaire est donnée à la pluie en permettant à la variance et à la moyenne de varier comme des fonction du temps, en tout point de l'espace.

Gupta & Waymire (1979) ont mis en œuvre une analyse théorique des modèles de champs pluvieux et Waymire *et al.* (1984) présentent un modèle de champ multi-dimensionnel qui incorpore un grand nombre de caractéristiques physiques observées dans les orages des cyclones extratropiquaux, par exemple, la naissance et le déclin des cellules pluvieuses, l'atténuation de leurs intensités avec le temps et l'espace, le déplacement relatif des cellules par rapport au sol. Il est montré, là encore que la fonction de covariance spatio-temporelle qu'ils utilisent est cohérente avec l'hypothèse de Taylor.

Kavvas *et al.* (1987) ont développé un modèle stochastique non homogène dans l'espace et le temps pour les champs de précipitations cycloniques à l'échelle synoptique et à méso-échelle comme ceux observés à l'aide du radar sur les USA. Ce modèle essaie de rendre compte (1) du comportement des orages de cyclones à l'échelle synoptique (leur naissance, leur trajectoire à l'échelle synoptique et leur dissipation) ; (2) de l'organisation à l'échelle synoptique dea surfaces de précipitations sub-synoptiques (bandes pluvieuses, noyaux de précipitations et cellules pluvieuses) à l'intérieur d'un orage cyclonique ; (3) du comportement des aires de précipitations sub-synoptiques en termes de naissance, d'évolution spatiale, de déplacement et de déclin.

Lovejoy & Mandelbrot (1985) et Lovejoy & Schertzer (1985) ont proposé des modèles de pluies cycloniques basés sur les fractales et sur les concepts d'échelle. Ils font l'hypothèse que la nature extrêmement erratique et intermittente du processus de précipitation est caractérisée par une invariance d'échelle conduisaant à des distributions de probabilité hyperboliques des fluctuations. Ils ont développé des modèles de simulations qui permettent de produire des clusters de pluies à différentes échelles ainsi que la stratification horizontale de la pluie et la rotation différentielle associée à la force de Coriolis dans l'atmosphère. Une revue de toutes les types de modélisations de la pluie à l'aide des outils fractals est réalisé par Veneziano *et al.* (2006).

Ainsi il existe une large variété de modèles descriptifs des champs pluvieux, tentant de prendre en compte le maximum de phénomènes physiques et utilisant des approches scientifiques variées. Sivapalan *et al.* (1987) rappellent cependant que le problème de l'estimation des paramètres constitue le plus grand obstacle au succès de l'application de ces modèles de champs pluvieux. Les procédures d'estimation des paramètres doivent pouvoir combiner à la fois les données du réseau de pluviomètres, des radars météorologiques et de l'imagerie satellite. Plusieurs travaux se sont donc focalisés sur la formulation de modèles de champs pluvieux facilitant l'estimation des paramètres en utilisant des caractéristiques

1. Hypothèse de Taylor : Cette hypothèse consiste à supposer que l'advection des circulations turbulentes elles-mêmes est faible et que pour cette raison l'advection d'un champ de turbulence sur un point fixe peut être considérées comme complètement due au mouvement moyen (on parle parfois de « champ gelé »). Cette hypothèse est posée si la vitesse du tourbillon est faible par rapport à la vitesse moyenne. Dans ce contexte, poser $t = x/U$ est une bonne approximation. Cette particularité est l'une de celles qui permettent de distinguer la turbulence fondamentalement rotationnelle d'un champ aléatoire d'ondes irrotationnelles se propageant vis-à-vis du fluide. (Définition issue de l'Encyclopédie Universalis, complétée par la définition de l'American Meteorological Society http://amsglossary.allenpress.com/glossary/.) Dans le contexte des champs de précipitations, cela impique que l'autocovariance à un pas de temps Δt donné en un point fixé arbitraiement est la même que la covariance spatiale à un temps fixé arbitraiment entre deux points séparés par la distance Δx quand l'espace est converti en temps à travers la vitesse constante de déplacement de l'épisode, i.e. $\Delta x = U \bullet \Delta t$. Il a été montré que cette hypothèse est valable pour des pas de temps inférieurs à 40 minutes. Foufoula-Georgiou & Georgakakos (1991).

structurales bien définies des champs de pluies et observées avec les radars météorologiques (notamment les bandes pluvieuses et les cellules pluvieuses).

Bien que cette approche, consistant à estimer les cellules pluvieuses et les bandes orageuses ait permis d'importants progrès, l'estimation des paramètres des modèles à partir d'un nombre limité de mesures constitue un problème difficile. Pour faire face à ce problème Shah *et al.* (1996) formulent un modèle relativement simple avec peu de paramètres pouvant être appliqué à l'échelle de petits bassins versants en utilisant un nombre de pluviomètres limités. Ce modèle sacrifie une modélisation explicite des caractéristiques structurales de la pluie spatiale pour :

- (1) simuler les mouvements des champs pluvieux avec une vitesse de déplacement donnée
- (2) reproduire le comportement non-stationnaire des mesures ponctuelles de pluies dans le temps
- (3) reproduire la distribution marginale biaisée de la pluie ponctuelle,
- (4) reproduire la structure de corrélation spatio-temporelle de la pluie
- (5) utiliser un nombre limité de paramètres pouvant être estimés à partir d'un nombre limité de pluviomètres.

Leur modèle utilise conjointement un modèle de génération stochastique de valeurs le long de ligne de l'espace avec un modèle ARIMA(1,d,0) et une méthodes de bandes tournantes pour transformer ces valeur en un processus multi-dimensionnel dans l'espace et le temps. Le variogramme utilisé est un variogramme linéaire.

C.7 Une réponse à cette difficulté : l'interpolation à l'aide de la géostatistique

C.7.1 Les méthodes d'interpolation

C.7.1.1 Objectifs

Les objectifs de l'utilisation des méthodes d'interpolation sur des données de précipitations sont en général d'estimer :

- des valeurs de pluies moyennes spatiales (PMS) ;
- des cartes de champs pluvieux.

C.7.1.2 Détermination de la PMS & interpolation de données ponctuelles

Plusieurs méthodes sont couramment utilisées pour estimer des précipitations moyennes sur une étendue de surface déterminée. Le choix de la méthode dépend de considérations afférentes à la qualité et à la nature des données ainsi que la précision recherchée. Les principales méthodes utilisées dans la littérature sont [1] :

- la moyenne arithmétique locale
- la méthode des isohyètes
- la méthode du pourcentage à la normale
- la méthode hypsométrique
- l'interpolation par la méthode des polygones de Thiessen (ou méthode du plus proche voisin)
- l'interpolation pondérée par l'inverse de la distance
- la distance réciproque
- l'interpolation polynomiale
- La triangulation
- les techniques basées sur les fonctions Spline
- les approches géostatistiques : krigeage ordinaire, le krigeage avec dérive externe et le co-krigeage
- les algorithmes génétiques
- les réseaux de neurones artificiels
- les analyses en composantes principales
- l'interpolation optimale de Gandin
- les surfces de tendances
- les analyses discriminanates multiples
- la régression linéaire multiple
- etc.

C.7.1.3 Etudes comparatives

De nombreuses études ont comparé, différentes techniques d'interpolation des mesures ponctuelles de pluie.

Le krigeage est une méthode optimale, au sens statistique, d'interpolation et d'extrapolation, c'est-à-dire la méthode la plus précise possible (elle minimise la variance d'estimation). Cette méthode permet également de calculer l'erreur d'estimation. Elle présente donc des avantages intéressants. Cependant, dans plusieurs cas, et notamment dans le cas d'une grille régulière d'échantillonnage, la méthode des splines cubiques produits des résultats à peu près équivalents à ceux obtenus par krigeage tout en étant plus rapide et plus simple à utiliser. Si la précision des résultats est importante, le krigeage demeure, même dans ce dernier cas, la méthode de prédilection. (Lebel (1984) d'après les travaux de Matheron et Dubrule)

Les différentes études comparatives :

1. Cette revue des méthodes a été établie à partir des travaux de Thauvin (2000),Haberlandt (2007)

Borga & Vizzaccaro (1997) Cette étude a montré l'équivalence formelle entre le krigeage (variogramme linéaire) et l'ajustement à des surfaces multi-quadratiques (méthode d'interpolation déterministe).

Ils rappellent que des études précédentes ont montré que le krigeage est préférable aux autres méthodes d'interpolation pour les pas de temps mensuels (Tabios & Salas, 1985), ou les cumuls d'événements pluvieux (Creutin & Obled, 1982). Sur de plus faibles pas de temps, le krigeage a également été utilisé (Bastin *et al.*, 1984; Lebel *et al.*, 1987; Barancourt *et al.*, 1992; Michaud & Sorooshian, 1994b) et un résultat général est que la variabilité naturelle de la pluie rend le krigeage intéressant pour de faibles densités de réseau, alors que pour des densités plus importantes le gain de précision est plus faible. Ils rappellent également que beaucoup d'études trouvent que l'estimation à partir de méthode déterministes (lames minces, splines) permet d'obtenir des résultats comparables à ceux du krigeage (Creutin & Obled, 1982; Michaud & Sorooshian, 1994b).

Borga & Vizzaccaro (1997) montre en comparant le krigeage et une surface multi quadratique que les erreurs d'estimation du krigeage sont inférieures mais que à partir d'un densité de 0.022 stations par km^2 (pour un pas de temps de 5 minutes), les erreurs sont comparables. Il montre également que les erreur de la surface multi quadratique décroissent en loi puissance avec la densité du réseau.

Tabios & Salas (1985) Ils comparent sur des données annuelles (29 stations sur 52 000 km^2), différentes techniques d'interpolation à l'aide d'une validation croisée sur 5 des 29 stations : la méthode de Thiessen, l'interpolation polynomiale, la méthode de l'inverse de la distance, l'interpolation multiquadratique, l'interpolation optimale (i.e. pour eux, avec une fonction de corrélation spatiale) et le krigeage (avec le semi-variogramme). Les critères de validation sont les suivants : la moyenne et la variance des valeurs observées et des valeurs interpolées ; la somme des erreurs quadratiques entre les interpolations et les observations, la proportion de variance dont l'interpolateur rend compte, le coefficient de détermination entre les valeurs interpolées et les valeurs observées et l"écart-type des erreurs d'interpolation. Tabios & Salas (1985) notent que si les moyennes ponctuelles sont bien reproduites par presque toutes les techniques d'interpolation, la variance est sous-estimée dans la quasi-totalité des cas (sur 12 techniques testées, seule l'interpolation polynomiale de second ordre surestime (et très largement, si bien que le biais induit est maximal) et pour 2 stations de validation croisée, la méthode des polygones de Thiessen surestime également (mais cette fois très peu). Le critère d'efficience, le coefficient de détermination et la somme des erreurs quadratiques permettent de vraiment discriminer les méthodes. Les efficiences vont de 40 à 85 % ; le coefficient de détermination de 80 à 90 % et pour un poste sont autour de 65 %.

Tabios & Salas (1985) Les conclusions sont que l'interpolation optimale et le krigeage sont les meilleures des techniques testées du points de vue des critères utilisés, même si l'interpolation multi-quadratique, moins sophistiquée donne des résultats très proches de ceux de l'interpolation optimale et du krigeage. L'interpolation polynomiale donne de mauvais résultats. Si on considère l'estimation de moyennes l'inverse de la distance et les polygones de Thiessen donnent des résultats similaires, le premier fournit des erreurs d'estimation plus petites.

Haberlandt (2007) compare différentes méthodes d'interpolation :

- **pour les méthodes univariées**, sans utiliser les données radar, les erreurs d'interpolation décroissent dans l'ordre suivant : plus proches voisin (Thiessen), inverse du carré de la distance, krigeage ordinaire, krigeage avec indicateur ;
- **les méthodes multivariées** (krigeage avec une dérive externe et krigeage d'indicateur avec une dérive externe) ont de meilleurs performances que les méthodes multivariées. La meilleure information externe est le cumul de pluie sur l'événement à partir d'un réseau dense de pluviomètres journaliers.

La comparaison (Haberlandt, 2007) entre le krigeage ordinaire et le krigeage d'indicateur montre que le krigeage d'indicateur ne conduit pas à des erreurs plus petites par contre il fait perdre de la variabilité des données.

a Dans le cas de réseaux suffisamment denses

Creutin & Obled (1982) et Creutin (1979) Ils ont comparé sur les bassins du sud-est du massif Central, avec un réseau assez dense pour l'échelle de temps considérée, différentes méthodes d'interpolation (la moyenne

arithmétique, le plus proche voisin (ou polygones de Thiessen), le krigeage, les fonctions splines, l'Analyse en Composantes Principales des processus et l'interpolation optimale de Gandin) en considérant **les champs pluvieux cumulés sur un événement** comme indépendants d'un pas de temps à l'autre. Ils montrent qu'à l'exception des méthodes triviales (plus proche voisin et moyenne arithmétique), toutes les autres techniques ont des performances souvent proches et que le krigeage donne en général des résultats parmi les meilleurs.

Lebel (1984) montre de même pour **le pas de temps horaire** que quand on dispose d'un réseau de stations de mesures suffisamment dense par rapport à la variabilité du phénomène, toutes les méthodes fournissent des estimations sensiblement équivalentes.

Dacharry (1974) remarque également pour ses pas de temps de travail (**l'averse, le mois ou l'année**) que quand la densité est suffisante (trois à six pluviomètres également répartis sur un bassin de 200 à 600 km^2), la méthode de Thiessen n'apporte pas de résultats sensiblement meilleurs par rapport à la moyenne arithmétique ». Elle ajoute que dans de bonnes conditions d'évaluation, les écarts pour les épisodes pluvieux entre la valeur obtenue par dessin d'isohyètes d'une part et les méthodes de la moyenne arithmétique et la pondération de Thiessen d'autre part, sont en moyenne, de 10%.

b Dans le cas de réseau peu denses Lebel (1984) compare différentes méthodes sur des réseaux peu denses, en prenant la valeur obtenue à partir du réseau dense comme référence et évalue l'écart entre les valeurs obtenues. Les résultats sont les suivants :

- il n'existe pas de station "représentative" (la meilleure corrélation entre les pluies à une station isolée et les moyennes spline est $\rho = 0.55$
- la moyenne arithmétique des 12 stations ou la pondération de Thiessen sont corrélées à 0.99 avec les fonctions Spline
- plus la superficie diminue, plus les différences entre les systèmes de pondération Spline et Thiessen deviennent grandes mais la liaison entre les deux systèmes de pondération reste bonne si les petits bassins sont bien instrumentés.
- à superficie égale, c'est la densité locale et les situations des stations qui font la différence.

C.7.2 Le krigeage dans la littérature

C.7.2.1 Relation entre la résolution temporelle et la portée spatiale

La *« portée »* est la distance à laquelle la corrélation spatiale entre dexu points du champ pluvieux s'annule [1]. La portée reflète donc directement la structure spatiale de la pluie pour un temps donné. Cette relation entre la structure spatiale de la pluie et la résolution de l'intervalle de temps sur laquelle elle est considérée est souvent rapportée dans la littérature. Berne *et al.* (2004) et Lebel *et al.* (1987) ont réalisé des raisonnements équivalents pour des échelles spatiales et temporelles différentes. Berne *et al.* (2004) expriment la valeur de la portée spatiale [2] β (en km) en fonction du pas de temps Δ_t considéré (en minutes).

$$\beta(km) = 4.5 \cdot \sqrt{\Delta_t(min)} \tag{C.50}$$

Cette relation a été établie sur la ville de Marseille pour des pas de temps de 1, 3, 6 et 12 minutes en utilisant les données de 25 pluviographes et un radar à bande X.

Le même type de relation a été mise en évidence par Lebel *et al.* (1987) avec β en km et Δt en heures sur la région Cévennes-Vivarais pour des pas de temps de 1, 2, 4, 6, 12 et 24 heures et une densité de pluviographes de 1 pour 100 km^2.

$$\beta(km) = 25 \cdot \Delta t(h)^{0.3} \tag{C.51}$$

1. Pour décrire la décroissance de la corrélation temporelle ponctuelle avec le temps, il est courant d'utiliser un corrélogramme : Berne *et al.* (2004) utilisent un variogramme, directement relié au corrélogramme.

2. La portée spatiale à laquelle il est fait référence ici, est celle qui correspond au calage d'un variogramme et qui représente la distance séparant deux points pour laquelle la corrélation entre leurs valeurs devient négligeable.

Dans l'étude de Borga & Vizzaccaro (1997), un variogramme sphérique climatologique a été calé sans tenir compte de ces relations (dont une a été établie après) : les paramètres ajustés vérifient, sur un cas particulier cette relation [1] : pour un pas de temps de 5 minutes, la portée du variogramme a été ajustée à 11 km alors que on trouve 10.1 km d'après la formule de Berne *et al.* (2004) et 11.8 km d'après celle de Lebel (1984).

Ainsi, ces études montrent que l'échelle spatiale est reliée au pas de temps de travail. Néanmoins, bien que la portée permette de décrire la structure spatiale, elle ne permet pas vraiment de représenter le domaine sur lequel un point est représentatif de la moyenne. Journel & Huijbregts (1978) ont calculé la variance de l'erreur quand on estime une moyenne sur un carré (dont le coté est fonction de la portée) en ne connaissant que la valeur ponctuelle centrale. Elle est de 0.13 pour une taille de $\beta/3$ ce qui signifie que 87% de l'information est capturée (valeur moins forte si l'effet de pépite est positif). Cette relation permet d'exprimer une relation entre les résolutions temporelles et spatiales. Berne *et al.* (2004) posent donc qu'un diamètre de $\beta/3$ – où β est la portée – peut être retenu pour la résolution spatiale, et définissent le concept de *« surface représentative »* ($Sr = \Pi[\Delta r/2]^2$ où Δr dépend de la résolution temporelle) associée à chaque pluviographe. Cette surface Sr est comparée à la surface S du bassin à considéré :

- $Sr > S$: le champ pluvieux est considéré comme homogène sur la surface du bassin, Une approche globale est pertinente (du point de vue de la pluie) et l'intensité moyenne sur le bassin peut être utilisée comme entrée du modèle hydrologique.
- $Sr \approx S$: le champ pluvieux est homogène sur une surface similaire au bassin. Une approche globale continue à être pertinente et la pluie moyenne sur tout le bassin peut encore être utilisée comme entrée des applications hydrologiques.
- $Sr < S$: le champ pluvieux est homogène sur une surface plus petite que le bassin versant. Une approche globale n'est plus pertinente et la pluie doit être spatialement distribuée.

En utilisant cette définition de Sr, il est possible de calculer de calculer la résolution spatiale correspondant à un réseau existant (la résolution spatiale correspond alors à la distance moyenne entre deux pluviographes) et de vérifier s'il est satisfaisant pour des applications hydrologiques pour un bassin donné. Il s'agit finalement de mettre en rapport les caractéristiques spatio-temporelles (1) du bassin, (2) de la variabilité de la pluie et (3) du réseau.

Dans le cas de notre étude sur la Loire amont, il a été choisi de travailler à un pas de temps horaire, la portée est donc 25 km et la distance représentative Δr est 8 km soit une surface bien renseignée sur 200 km pour chaque pluviographe.

C.7.2.2 Relation avec l'altitude

Il est indéniable que l'altitude joue un rôle dans la dynamique des précipitations (effet orographique). Cerlini *et al.* (2005) utilisent un modèle numérique non hydrostatique, contraint uniquement par les flux de surfaces de chaleur et d'humidité, pour quantifier les effets orographiques sur la convection et sur la variabilité spatiale de la pluie pour des échelles de 2 à 200 km. Ils montrent que la valeur quantitative de la variance pour les cas de convection est augmentée par la présence d'un relief montagneux.

Il semble donc intéressant, pour les zones montagneuses, de relier les pluies aux caractéristiques topographiques. Cela a été réalisé par Kieffer Weisse (1998) sur le cas des pluies extrêmes dans les Alpes. En premier lieu, des relations linéaires multiples reliant paramètres pluviométriques et les paramètres topographiques ont été mises en évidence pour les faibles pas de temps (76 % de la variance des pluies horaires décennales expliquée). Ensuite, deux méthodes de cartographie ont été proposées :

- ces relations ont permis de cartographier l'équation de régression correspondant à la variable d'une part, et les résidus de ces régressions d'autre part ; la somme des deux conduisant à l'estimation finale de la répartition spatiale de la variable.
- une autre méthode consiste à utiliser le cokrigeage avec comme variable auxilliaire une valeur estimée de la variable à cartographier par régression linéaire multiple grâce au relief.

1. On peut cependant noter que dans d'autres études cette relation établie pour des événement convectifs d'origine méditerranéenne n'est pas vérifiée. Haberlandt (2007) trouve pour le bassin de l'Elbe, une portée de 80 km pour des données horaires et une portée de 90 km pour des données au pas de temps journalier.

Il apparait que le cokrigeage donne des résultats similaires au krigeage. Alors que la première méthode apporte une nette amélioration des résultats par rapport au krigeage pour des quantiles de pluie de pas de temps inférieurs à 3 heures.

Haberlandt (2007) rappelle cependant qu'en général la corrélation entre l'altitude et la pluie décroît quand le pas de temps diminue. Il est montré que la prise en compte de données topographiques n'apportent de renseignements supplémentaires que si on ne prend pas déjà en compte les cumuls sur les événements (à partir d'un réseau dense de pluviomètres).

Conclusions Le terme *« structure »* des pluies ne prend donc sens que par rapport à une durée d'observation donnée. Il existe des relations liant cette durée d'observation avec des distances caractéristiques de l'événement pluvieux. L'altitude joue un rôle dans la répartition des précipitations, cependant, au pas de temps horaire cette influence n'est pas nette et la prise en compte plus ou moins explicite de l'altitude n'améliore pas nécessairement les estimations.

C.7.2.3 Les limites du modèle

Wood *et al.* (2000) remarque qu'un approche basée sur la corrélation (comme le krigeage ordinaire) présente le principal inconvénient d'ignorer qu'il peut être attendu que la précision avec laquelle la pluie est estimée varie avec l'intensité de la pluie pour y remédier. C'est le cas également de la dépendance spatiale de la structure spatiale qui peut dépendre des intensités de pluies et va avoir un effet sur l'estimation des incertitudes. Pour remédier à cette difficulté, il est possible d'utiliser des transformations des valeurs de pluie. Wood *et al.* (2000) rappellent que Anagnostou *et al.* (1999) ont utilisé le krigeage sur des valeurs transformées de la pluie (avec une transformation en logarithme).

Faure *et al.* (1994) remarquent que les faiblesses du modèle choisi peuvent avoir deux origines :

- le non-respect des hypothèses de stationnarité du modèle probabiliste, nécessaires à la définition des variogrammes
- la qualité de l'inférence des modèles de variogramme à partir des mesures expérimentales

Le choix du modèle de variogramme influe sur la valeur interpolée et la valeur de la variance d'estimation, mais Faure *et al.* (1994) ajoutent que ces dernières sont plus particulièrement sensibles aux hypothèses de stationnarité.

Les modèles probabilistes utilisés pour l'estimation du krigeage ordinaire présentent donc des faiblesses notamment probablement liées à la non stationnarité des champs pluvieux. Ces modèles représentent néanmoins une méthode optimale d'estimation des lames d'eau et une des rares assorties d'une variance d'estimation crédible.

Rem: L'estimation à l'aide du krigeage est elle-même soumise à des incertitudes, notamment du fait des hypothèses, réalisées et du choix des paramètres (Todini, 2001).]

Note sur la positivité des poids Lorsque l'on résout l'équation C.28, la dernière ligne du premier membre contraint la somme des poids à être égale à 1. Cependant, il faut noter que ces derniers ne sont pas contraints à évoluer dans l'intervalle $[0,1]$: on pourra donc avoir parfois, des poids négatifs. Cette difficulté est relevée par Matheron (1986).

Cette difficulté a été traitée dans la littérature : plusieurs auteurs se sont penchés sur la question par exemple Szidarovszky *et al.* (1987) ou Deutsch (1996). Ce dernier propose une approche consistant à corriger les poids *a posteriori* : les poids négatifs sont mis à zéro et les poids restants non nuls sont normés afin que leur somme soit égale à 1.0, satisfaisant ainsi la condition de non biais.

Yamamoto (2000) rappelle également plusieurs autres procédures de transformation a posteriori pour rendre tous les poids de krigeage positifs ou nuls.

On peut noter aussi que certains auteurs ont montré que dans certains cas particuliers, conserver des poids négatifs est préférable. C'est le cas, notamment de Carr (2002) qui préconise pour des représentations spatiales particulières le fait de conserver des poids négatifs lorsque l'on utilise un variogramme sans effet de pépite.

A notre connaissance, le problème de la positivité des poids en krigeage n'a pas été évoqué dans la littérature concernant les applications hydrologiques.

C.7.2.4 Les utilisations de la validation croisée

La validation croisée peut permettre (Fouquet *et al.*, 2004) :

- de comparer les performances de différents modèles variographiques
- de mener une étude de sensibilité des estimations aux paramètres du modèle (voisinage, paliers relatifs, portées, etc)
- d'évaluer l'ordre de grandeur des erreurs pour l'estimation ponctuelle : l'histogramme des erreurs standardisées (erreur divisée par l'écart-type de krigeage) peut permettre de valider (ou non) l'hypothèse de normalité des erreurs d'estimation.

Robinson & Metternicht (2006) utilise les critères suivants pour la validation croisée: l'erreur moyenne (ME), la racine carré de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur de krigeage moyenne (AKSE), la racine carrée de l'erreur de prédiction standardisée quadratique moyenne (RMSP), et la moyenne de l'erreur de prédiction standardisée (MSPE).

$$ME = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[Z(x_i)-\hat{Z}(x_i)\right] \tag{C.52}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[Z(x_i)-\hat{Z}(x_i)\right]^2} \tag{C.53}$$

$$AKSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\sigma^2(x_i)} \tag{C.54}$$

$$RMSP = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[\frac{ME}{\sigma^2(x_i)}\right]^2} \tag{C.55}$$

$$MSPE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\frac{ME}{\sigma^2(x_i)} \tag{C.56}$$

Il est à noter que si les hypothèses ne sont pas vérifiées, il ne sera pas possible par cette méthode uniquement de discriminer ce qui est à mettre en cause parmi les éléments suivants : la qualité des mesures au poste reconstitué (cette méthode est fréquemment utilisée pour la validation de mesures et la détection d'erreurs), le modèle d'interpolation (i.e. le choix du variogramme et des ses caractéristiques), les hypothèses sur le modèle d'erreurs.

Laborde (1984) choisit pour la validation croisée d'affectés des points d'échantillonnage fictifs correspondants au postes pluviographiques : cela consiste à choisir comme point d'échantillonage pour le poste pluviographique, le noeud de grille le plus proche.

Lors de son étape de validation croisée, Slimani (1984) trouve que les paramètres sont entachés d'erreurs ce qui se traduit soit par une pépite constante, soit par un écart-type d'estimation sur chaque station.

Lebel (1984) rappelle que lorsqu'on interpole par krigeage, si le variogramme est correct, la relation suivante doit être vérifiée :

$$R = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\widehat{Z}_i - Z_i}{\sigma e_i}\right)^2 \approx 1 \tag{C.57}$$

où :

- Z_i la valeur mesurée en i
- $\widehat{Z}_i$ la valeur interpolée en i à partir des $n-1$ autres stations
- σe_i l'écart-type d'estimation au point i

$\widehat{Z}_i$ ne dépend que de la portée β : une fois β fixé, le seul élément qui varie est σe_i qui lui-même, pour β fixé, ne dépend que de α.

Les valeurs de cet estimateur doivent normalement être égale à 1 (la variance de notre processus).

Il obtient pour cet estimateur, les valeurs suivantes :

- 1.03 pour un premier sous-échantillon

– 1.15 pour le second sous-échantillon

Si on reproduit ce calcul sur la Loire on obtient les résultats suivants :

– Fay : 1.55
– Goudet : 1.44
– Machabert : 1.33
– Mazet : 1.32

Il explique ce biais par :

– l'estimation des variances théoriques par les variances expérimentales n'est pas toujours bonne
– l'estimation de la portée peut-être biaisée (couplement des champs, normalisation par la variance expérimentale)

INERIS (2003) fournit une liste d'indicateurs basiques permettant de juger un modèle par la validation croisée (Tableau C.5) : un modèle est d'autant meilleur que les valeurs des critères pris en compte (colonne 1) sont proches des valeurs attendues (colonne 2), correspondant à des caractéristiques de la qualité de la restitution (colonne 3).

Critères	Valeur attendue	Interprétation
moyenne des erreurs d'estimation	0	absence de biais
moyenne des erreurs standardisées	0	absence de biais
variance des erreurs standardisées	1	robustesse de l'estimateur & précision de l'estimation
nombre de données robustes	grand	robustesse de l'estimateur
$\rho = corr(Z,Z^*)$	1	

TAB. C.5 – *Indicateurs de la qualité d'un modèle*

Chacun de ces critères peut être interprété et permet de qualifier la représentativité du modèle choisi.

C.8 Compléments sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation

C.8.1 Compléments sur la validation du modèle de dépendance temporelle des erreurs

Validation ponctuelle

Le cas de Goudet Pour le poste situé à Goudet (FIG.C.15), graphiquement, il semble que les distributions qui collent le mieux sur l'ensemble des durées de cumul sont autour de $\rho = 0.7$. Cette information peut être précisée à l'aide du tableau TAB.C.6 où il apparaît que des valeurs de $\rho \in [0.7,0.8]$ semblent les mieux convenir (σ est pris égal à l'écart-type théorique moyen sur la série).

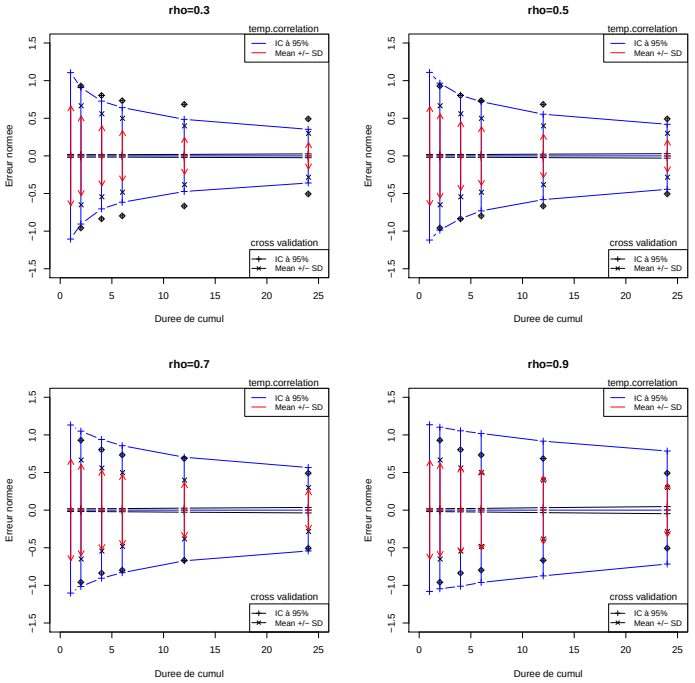


FIG. C.15 – *Goudet : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation ρ : 0.3 ; 0.5 ; 0.7 0.9. ; et pour un σ pris comme l'écart-type théorique moyen*

Cumul	Val.croisée	ρ=0	ρ=0.3	ρ=0.5	ρ=0.6	ρ=0.7	ρ=0.8	ρ=0.9
1	0.76	0.66	0.66	0.67	0.66	0.65	0.67	0.66
2	0.66	0.47	0.53	0.57	0.58	0.58	0.62	0.62
4	0.55	0.33	0.41	0.46	0.49	0.50	0.56	0.57
6	0.49	0.27	0.34	0.40	0.42	0.45	0.52	0.54
12	0.39	0.19	0.25	0.30	0.33	0.35	0.42	0.46
24	0.29	0.14	0.18	0.22	0.24	0.25	0.32	0.36

TAB. C.6 – *Variances des erreurs (divisées par la durée du cumul) selon la valeur du coefficient de corrélation ρ (Goudet, 20 tirages)*

Le cas de Machabert Pour le cas de Machabert (FIG.C.16), le biais observé sur la série d'erreurs issues de la validation croisée, rend dissymétrique les intervalles correspondant aux erreurs de la validation croisée, alors que par leur construction même les séries d'erreurs corrélées dans le temps ont une moyenne proche de 0. Cela peut être observé sur la figure FIG.C.16, pour une valeur de $\rho = 0.5$: l'intervalle à 95% des erreurs issues de la corrélation temporelle est plus large que celui des erreurs de la validation croisée pour les erreurs négatives, alors qu'il est moins large pour les erreurs positives. A cause de cette dissymétrie, il ne sera donc pas possible de trouver une valeur qui satisfasse à la fois les deux avec une distribution dont les hypothèse sont gaussiennes. La fourchette des ρ les plus proches correspondent donc à un intervalle assez large selon que l'on considère les erreurs positives ou négatives : *rho* $\in$ [0.7,0.9] pour les erreurs positives et $a \in [0,0.3]$ pour les erreurs négatives.

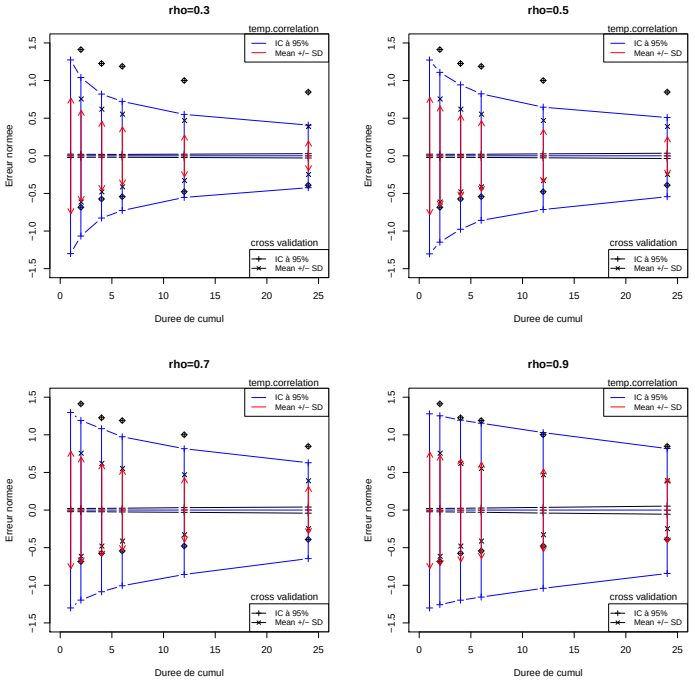


FIG. C.16 – *Machabert : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation* ρ *: 0.3 ; 0.5 ; 0.7 0.9. ; et pour un* σ *pris comme l'écart-type théorique moyen*

Si on considère les variances des erreurs pour les différents cumuls (TAB.C.7), alors il semble que des valeurs de ρ autour de 0.6-0.7 permettent de bien rendre compte de leurs variations.

Cumul	Val.croisée	ρ=0	ρ=0.3	ρ=0.5	ρ=0.6	ρ=0.7	ρ=0.9
1	0.76	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77
2	0.69	0.55	0.61	0.65	0.68	0.69	0.73
4	0.55	0.39	0.46	0.53	0.56	0.60	0.67
6	0.48	0.32	0.39	0.46	0.49	0.53	0.63
12	0.40	0.23	0.28	0.34	0.38	0.41	0.54
24	0.32	0.16	0.20	0.24	0.27	0.31	0.43

TAB. C.7 – *Variances des erreurs (divisées par la durée du cumul) selon la valeur de a (Machabert, ect.n=0.75, 20 tirages)*

Le cas de Mazet A Mazet, graphiquement (FIG.C.17), il semble qu'une valeur proche de 0.7 soit la plus acceptable, ce qui est cohérent avec les valeurs numériques de variance (FIG.C.8).

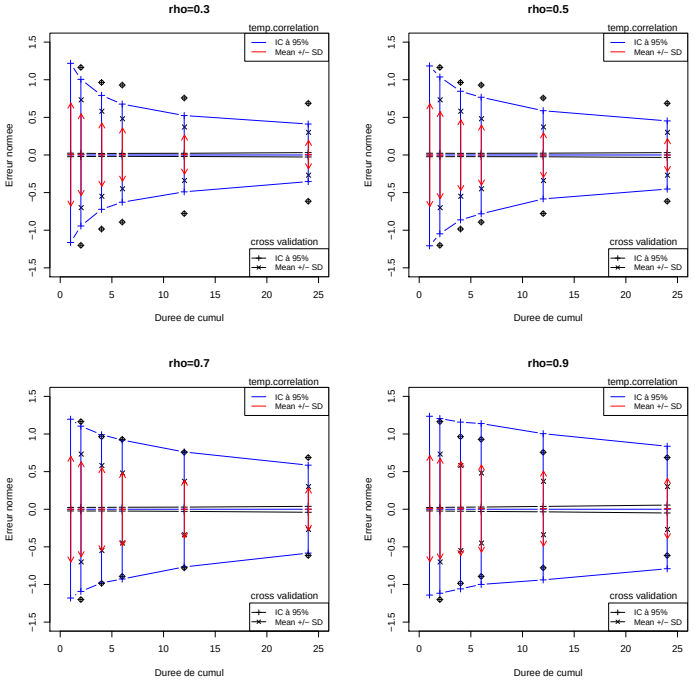


FIG. C.17 – *Mazet : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation* ρ *: 0.3 ; 0.5 ; 0.7 0.9. ; et pour un* σ *pris comme l'écart-type théorique moyen*

Cumul	Val.croisée	ρ=0	ρ=0.3	ρ=0.5	ρ=0.6	ρ=0.7	ρ=0.9
1	0.97	0.69	0.69	0.70	0.69	0.68	0.71
2	0.72	0.48	0.55	0.60	0.60	0.61	0.67
4	0.57	0.34	0.42	0.49	0.51	0.53	0.63
6	0.47	0.27	0.35	0.42	0.44	0.48	0.58
12	0.36	0.19	0.25	0.31	0.34	0.37	0.50
24	0.28	0.13	0.18	0.23	0.24	0.28	0.39

TAB. C.8 – *Variances des erreurs (divisées par la durée du cumul) selon la valeur du coefficient de corrélation* ρ *(Mazet, 20 tirages)*

Le cas de Fay-sur-Lignon Enfin, le dernier des postes pour lesquels une validation croisée a été réalisée, Fay-sur-Lignon, pose problème. En effet, sur la figure FIG.C.18, on peut noter que la distribution des erreurs issues de la validation croisée est, une fois encore, fortement dissymétrique : pour les erreurs positives issues de la validation croisée, la borne de l'intervalle de confiance à 95% a une valeur autour de 0.5 à 0.7, alors que pour les erreurs négatives, les valeurs sont inférieures à -1.5. Il est donc impossible de reproduire sa distribution avec le modèle de corrélation temporelle choisi. Les valeurs qui semblent convenir graphiquement sont ρ=0.5 à ρ=0.9.

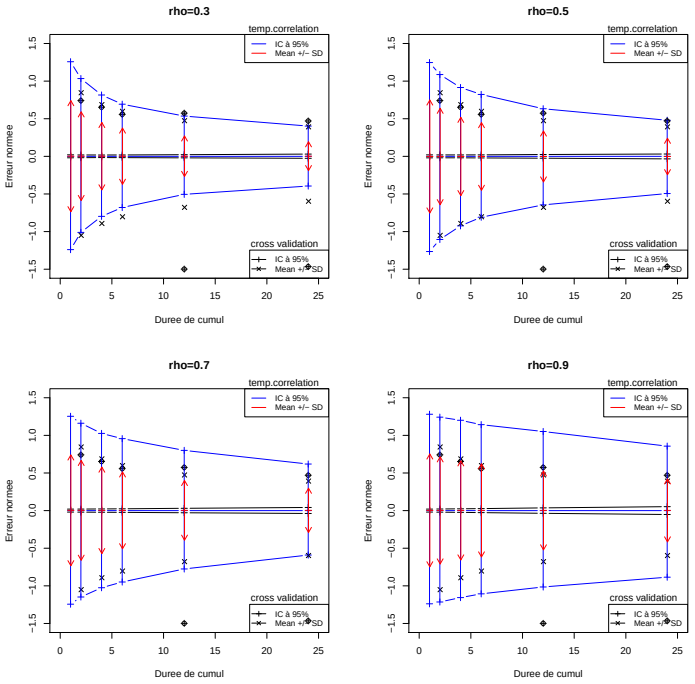


FIG. C.18 – *Fay : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation* ρ *: 0.3 ; 0.5 ; 0.7 0.9. ; et pour un* σ *pris comme l'écart-type théorique moyen*

Cumul	Val.croisée	ρ=0	ρ=0.3	ρ=0.5	ρ=0.6	ρ=0.7	ρ=0.9
1	1.05	0.74	0.74	0.75	0.74	0.75	0.76
2	0.95	0.53	0.55	0.59	0.65	0.68	0.72
4	0.79	0.37	0.39	0.45	0.54	0.59	0.67
6	0.70	0.31	0.33	0.38	0.47	0.53	0.63
12	0.58	0.21	0.23	0.27	0.36	0.40	0.54
24	0.49	0.15	0.16	0.20	0.26	0.30	0.43

TAB. C.9 – *Variances des erreurs (divisées par la durée du cumul) selon la valeur du coefficient de corrélation* ρ *(Fay, 20 tirages)*

Avec le tableau TAB.C.9, il est n'est pas possible de préciser cette information car tous les écarts-types simulés sont inférieurs à celui que l'on cherche à reproduire, et ce, pour tous les ρ testés. On décide donc, dans ce cas particulier, juste pour vérifier le coefficient de corrélation, de prendre σ égal non plus à l'écart-type théorique des erreurs mais à l'écart-type empirique. Sur la figure FIG.C.19, il est difficile d'observer une amélioration, l'asymétrie étant toujours présente pour les valeurs issues de la validation croisée. Cependant, en ce qui concerne les variances moyennes TAB.C.10, une valeur de 0.6 pour ρ parait un bon compromis.

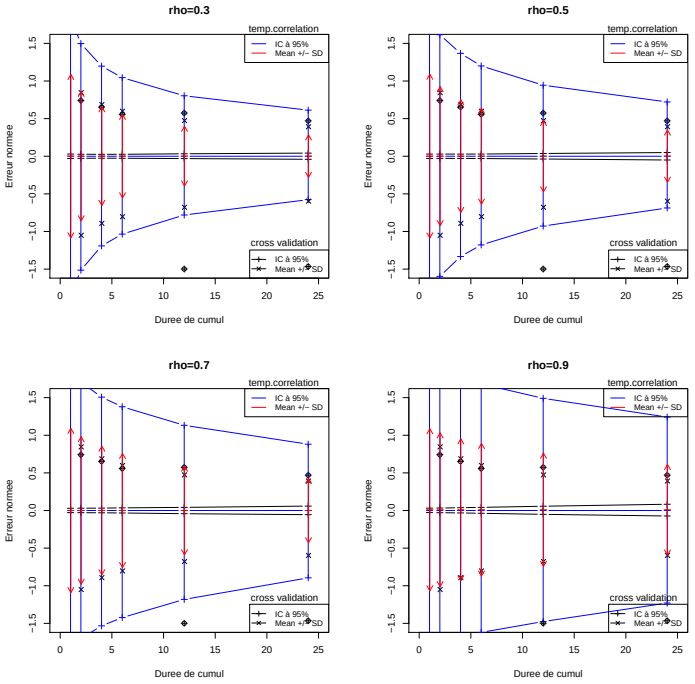


FIG. C.19 – *Fay : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation* ρ *: 0.3 ; 0.5 ; 0.7 0.9. ; et pour un* σ *pris comme l'écart-type empirique moyen*

Cumul	Val.croisée	ρ=0	ρ=0.3	ρ=0.5	ρ=0.6	ρ=0.7	ρ=0.8	ρ=0.9
1	1.05	1.04	1.09	1.09	1.08	1.07	1.09	1.11
2	0.95	0.78	0.87	0.93	0.95	0.97	1.02	1.06
4	0.79	0.56	0.66	0.75	0.80	0.84	0.91	0.98
6	0.70	0.45	0.56	0.66	0.70	0.75	0.84	0.93
12	0.58	0.32	0.41	0.49	0.53	0.58	0.68	0.79
24	0.49	0.23	0.29	0.35	0.39	0.43	0.51	0.63

TAB. C.10 – *Variances des erreurs (divisées par la durée du cumul) selon la valeur du coefficient de corrélation* ρ *(Fay, 20 tirages) avec* σ *pris comme l'écart-type empirique moyen*

C.8.2 Méthodologie pour une validation spatiale avec les images radar

Le seul moyen d'évaluer l'erreur sur l'estimation de la lame d'eau spatiale, est de connaître la véritable lame d'eau précipitée sur le versant considéré. Or, on ne la connaît pas. Les pluviomètres ne nous fournissent qu'un échantillonnage de plus ou moins bonne qualité de cette information et le radar quand à lui, après traitements divers traitements (échos fixes, etc) ne permet pas de fournir une bonne estimation quantitative de la lame d'eau sans recalibrage sur le réseau sol. Cependant, on peut espérer qu'après les traitements de base, l'information sur la répartition spatiale de la pluie est d'une qualité correcte.

Cette hypothèse réalisée, on fait «comme si», les mesures quantitatives du radar étaient bonnes, et on met en oeuvre un méthodologie nous permettant d'évaluer l'erreur sur l'évaluation de la lame d'eau :

1. dans un premier temps, on identifie les pixels se trouvant au-dessus des postes pluviographiques du réseau de mesure ;
2. on calcule, pour un série temporelle continue, la lame d'eau moyenne sur le bassin considéré à partir des valeurs estimées sur les pixels au droit des pluviographes. Pour estimer la lame d'eau moyenne, on utilise le modèle d'interpolation défini dans la partie précédente : un variogramme sphérique, climatologique de portée 25 km, sans effet de pépite ni dérive externe ; ces valeurs nous fournissent une «estimation de la lame d'eau pour une configuration donnée du réseau pluviographique et pour le modèle d'interpolation choisi»
3. on fait la somme des valeurs de pluie mesurées sur l'ensemble de pixels situés à l'intérieur du bassin considéré ; cette somme représente «la valeur *vraie* de la lame d'eau précipitée»
4. on calcule l'erreur qui a été réalisée à n'évaluer la pluie qu'à partir des pixels du réseau pluviographique. On obtient une série d'erreurs, continue dans le temps.
5. enfin, on calcule la corrélation temporelle des erreurs.

C.9 Débits simulés avec des PMS bruitées

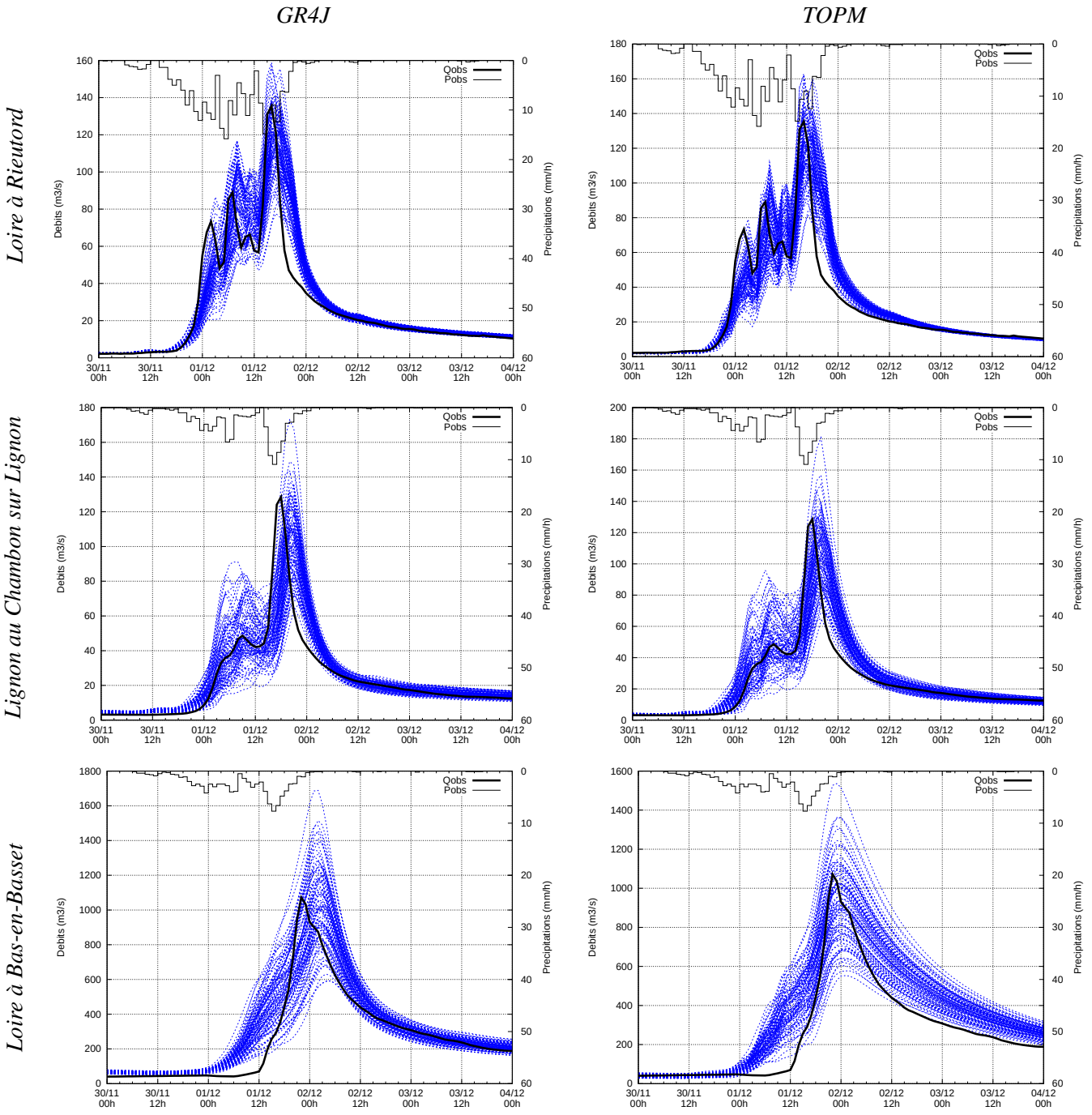


FIG. C.20 – *Crue de novembre 1984*

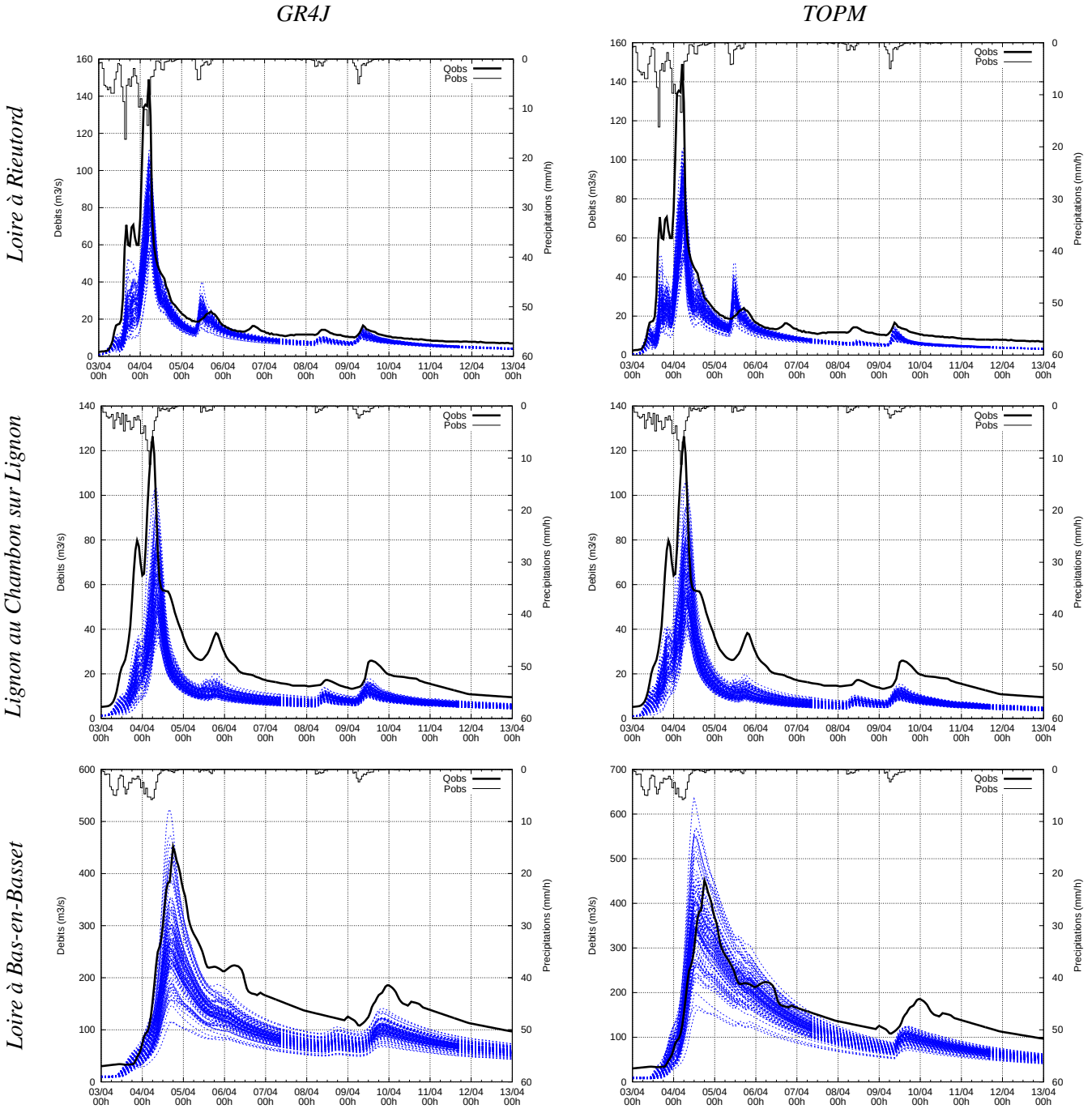


FIG. C.21 – *Crue d'avril 1987*

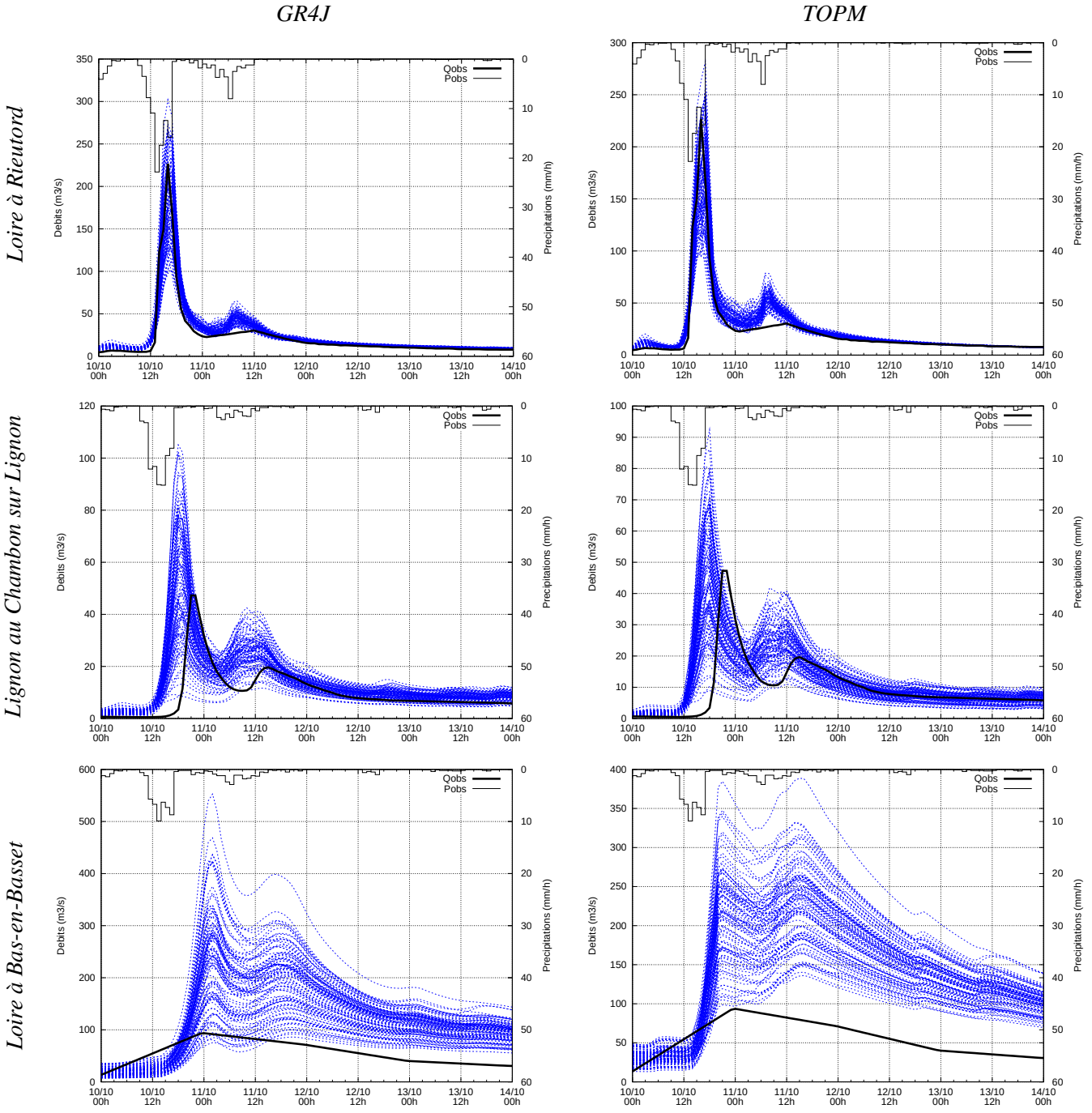


FIG. C.22 – *Crue d'octobre 1987*

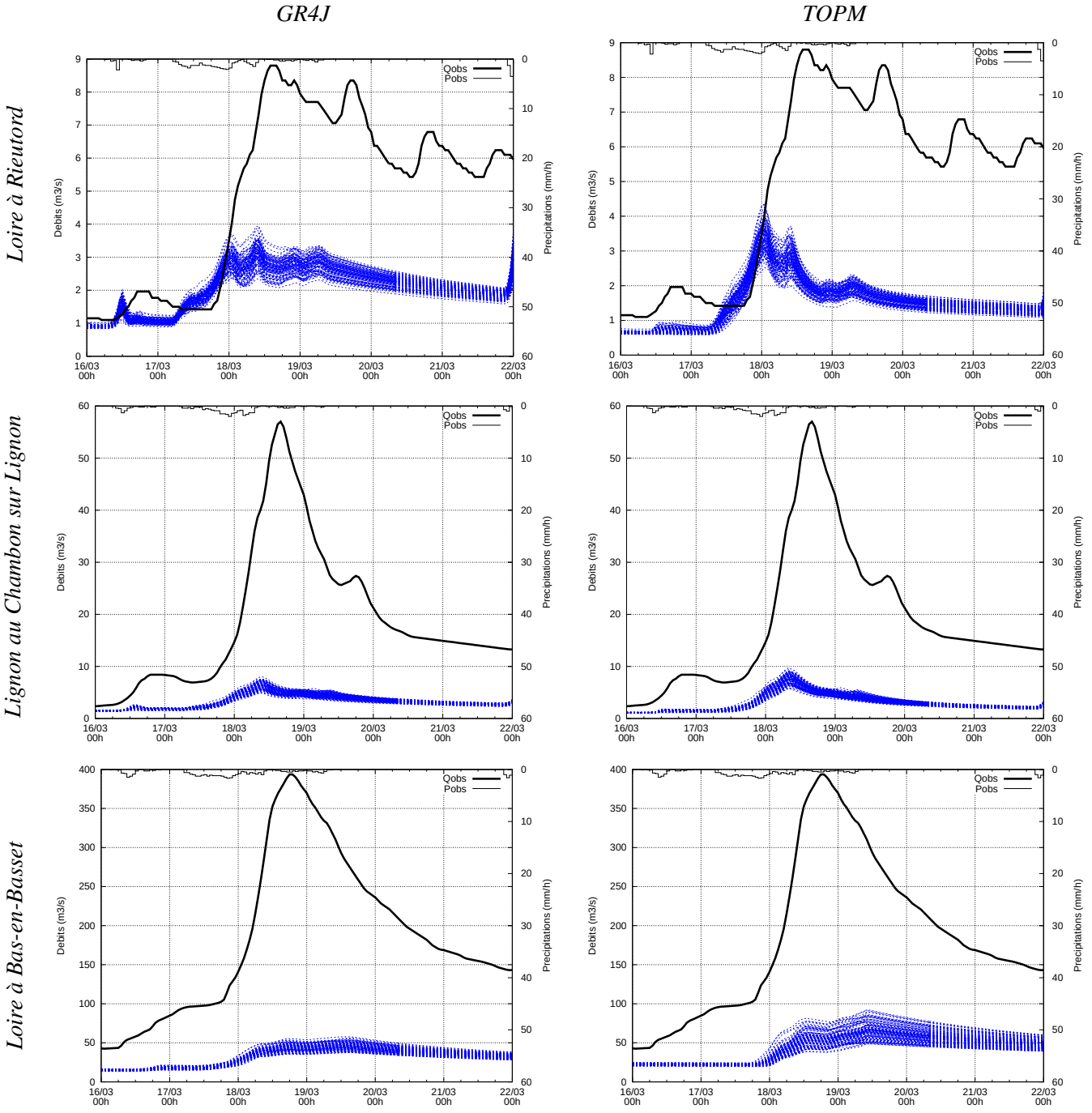


FIG. C.23 – *Crue de mars 1988*

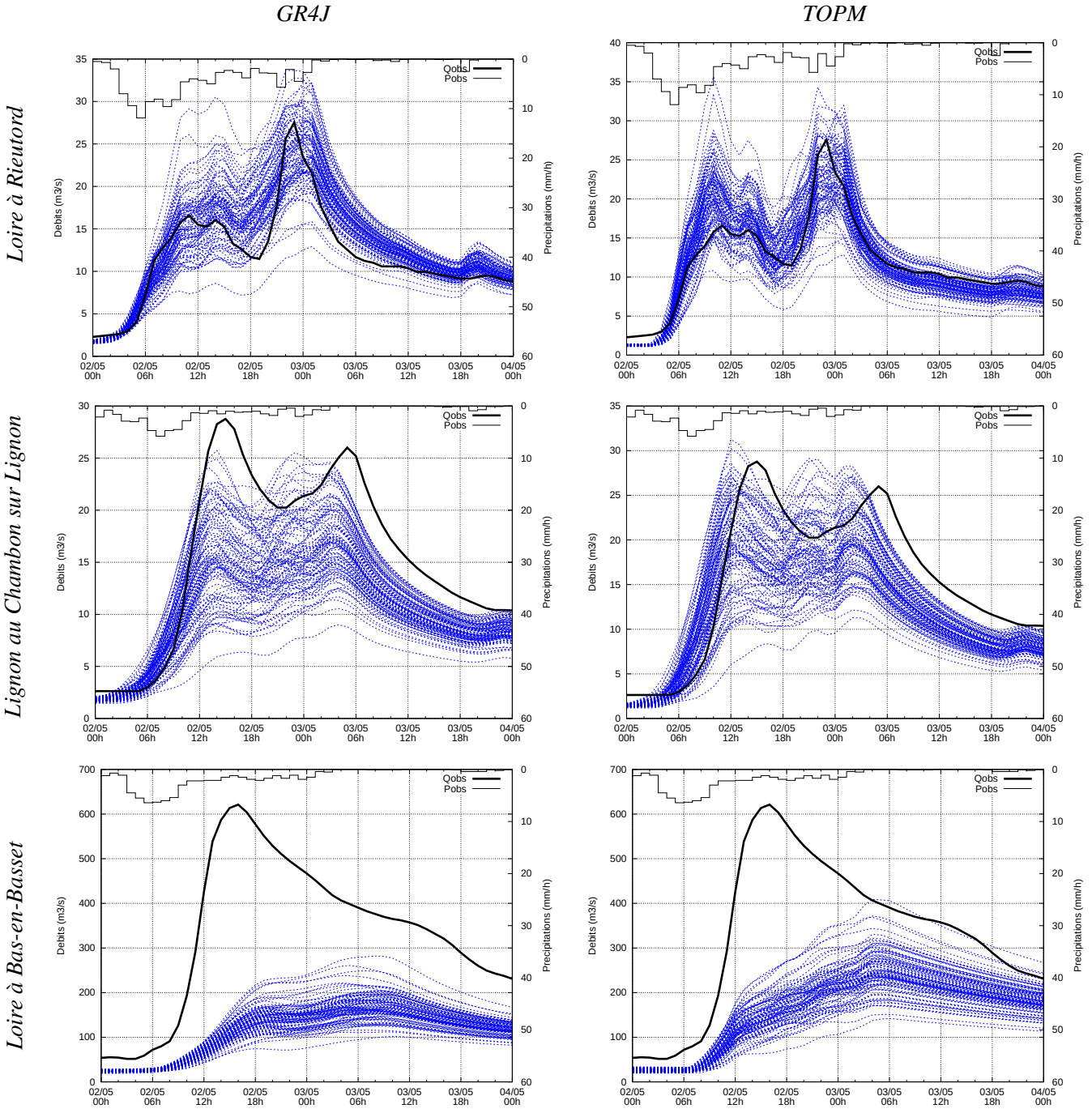


FIG. C.24 – *Crue de mai 1988*

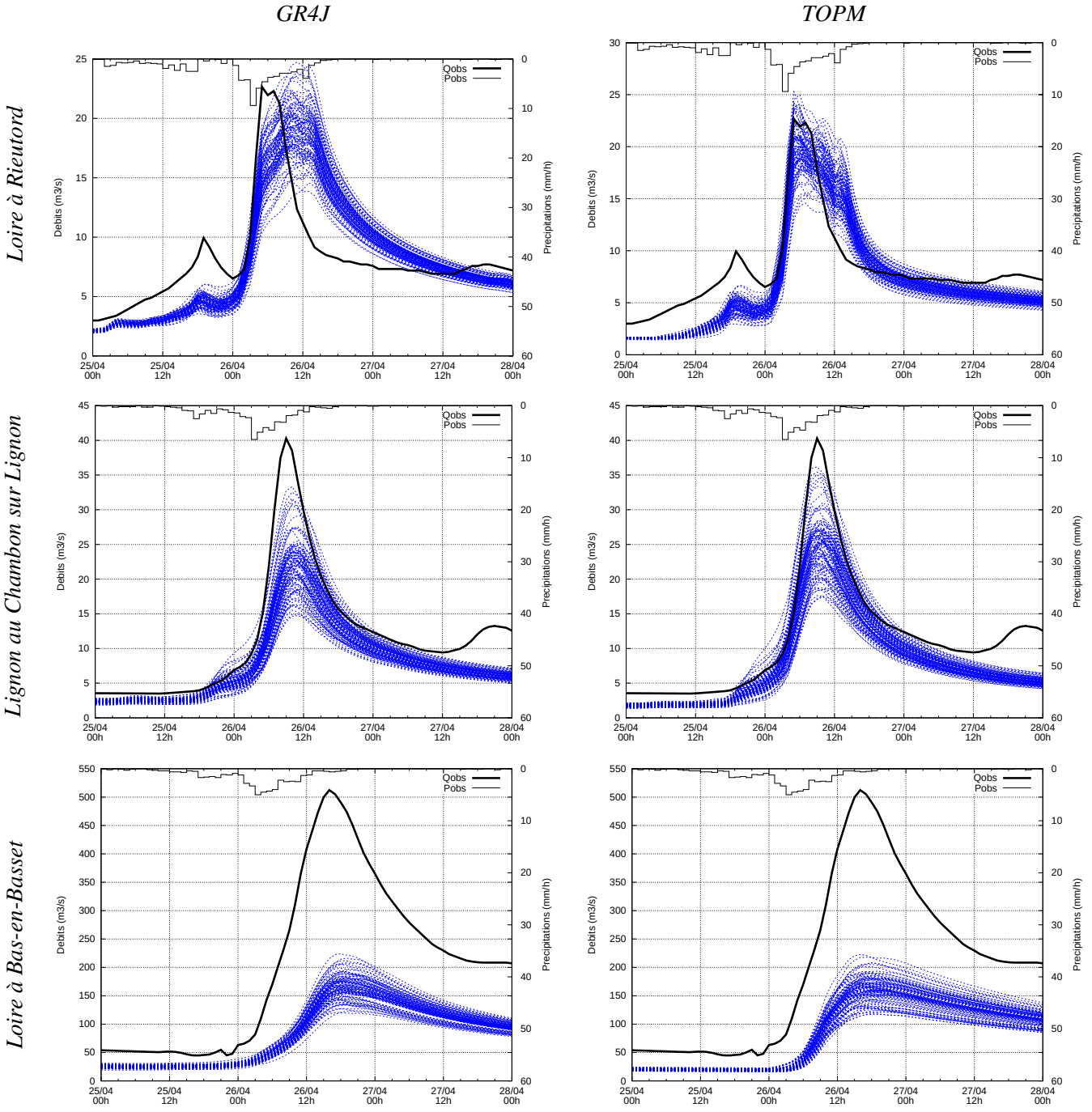


FIG. C.25 – *Crue de avril 1989*

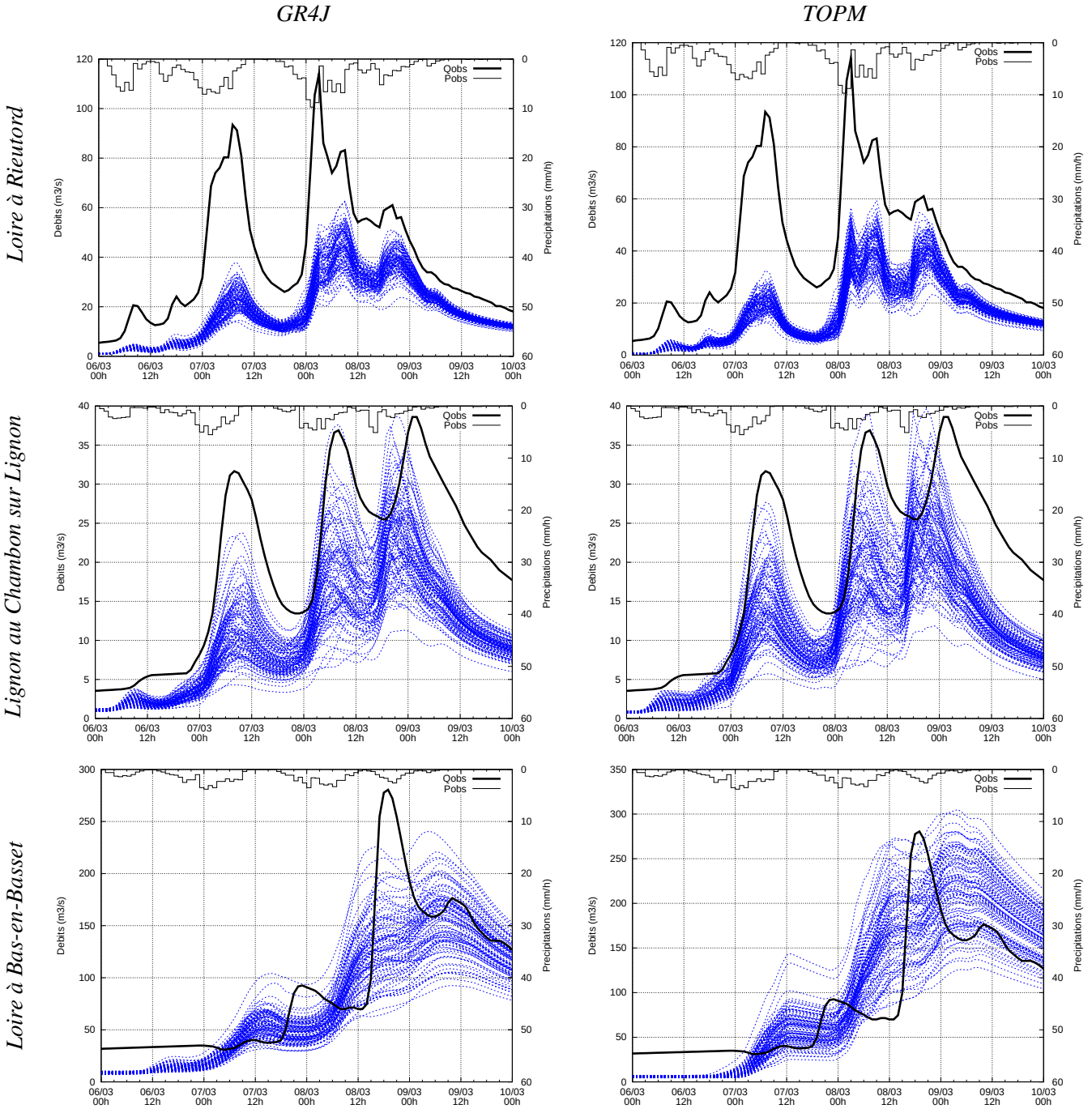


FIG. C.26 – *Crue de mars 1991*

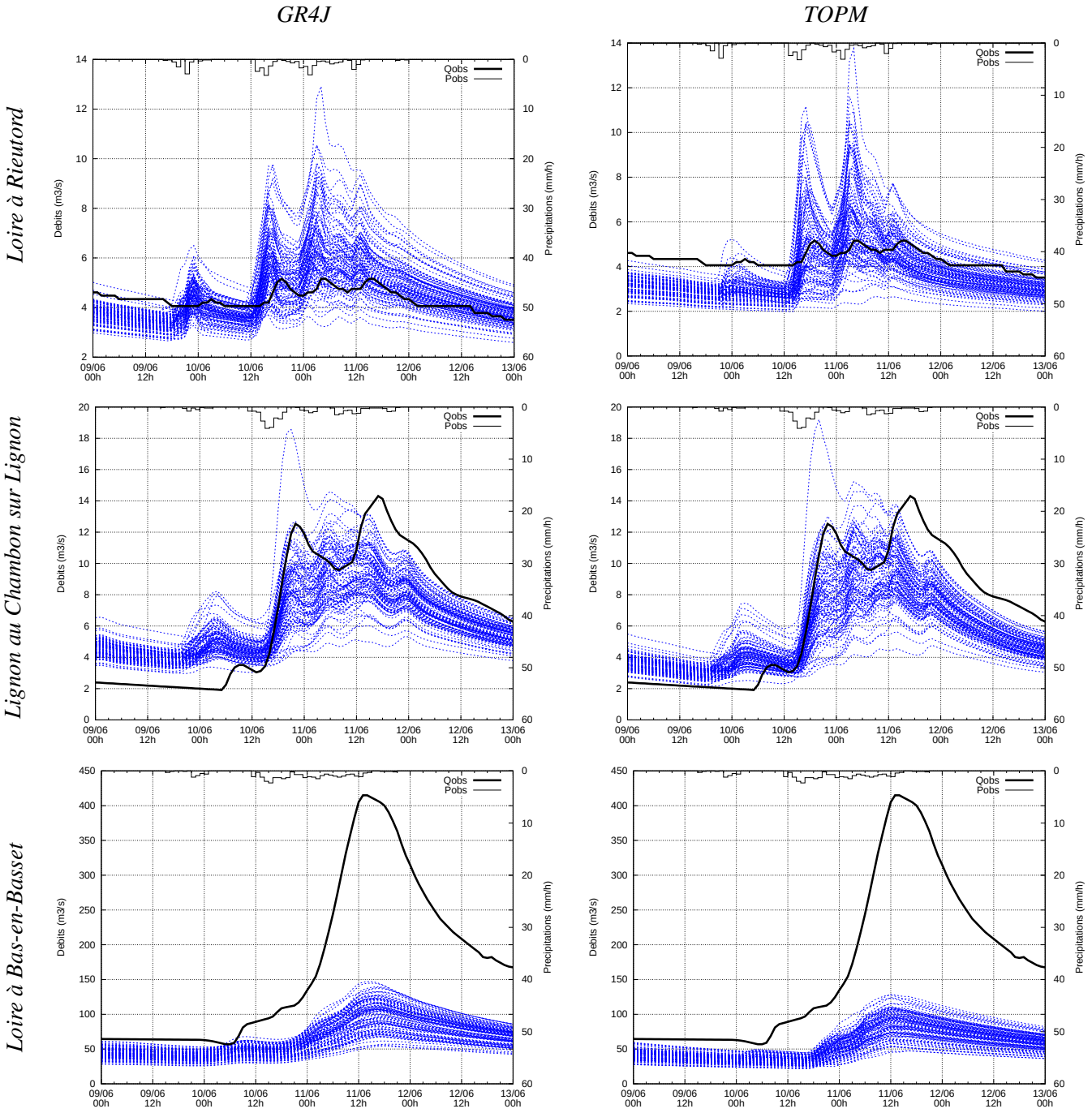


FIG. C.27 – *Crue de juin 1992*

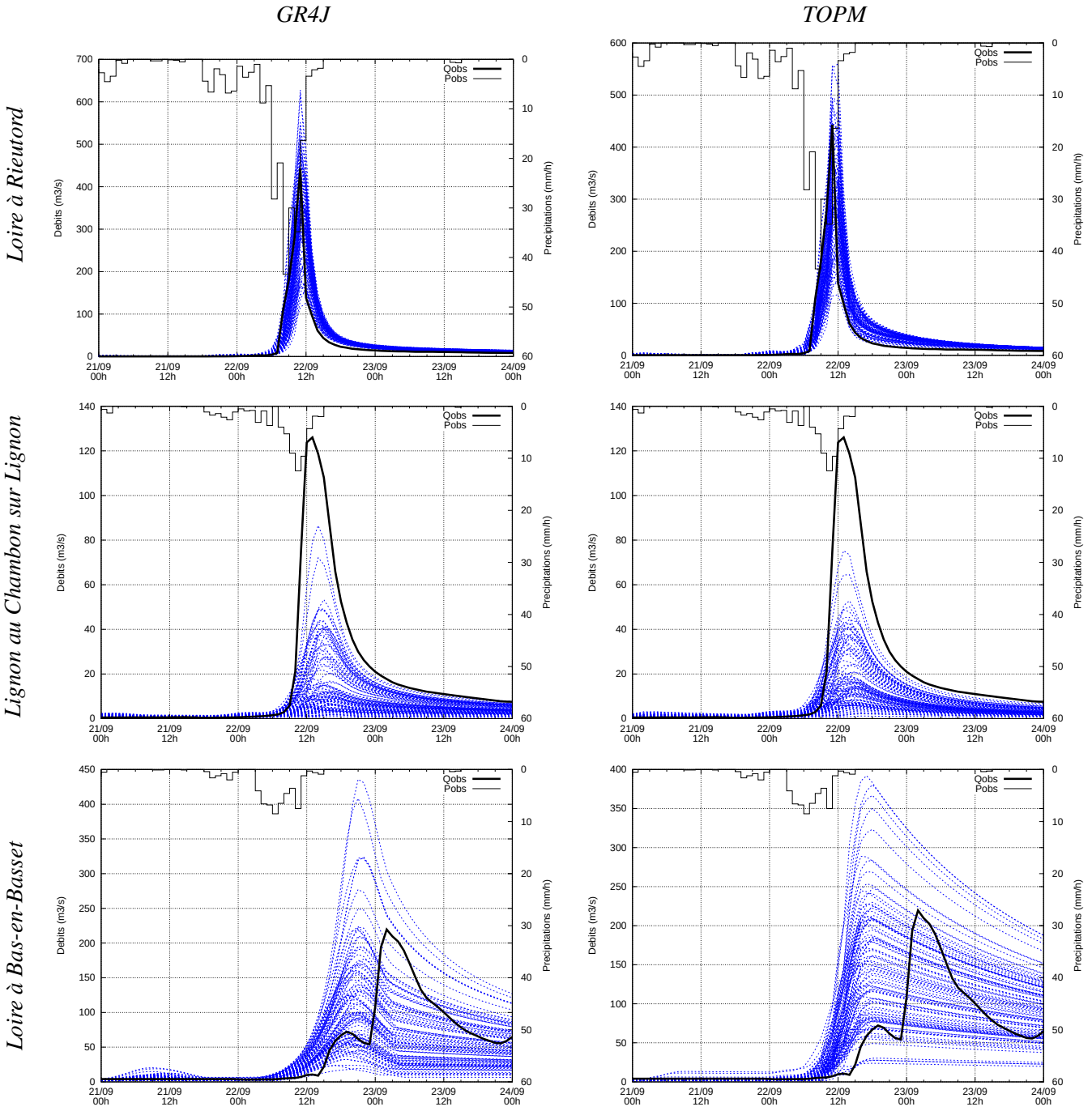


FIG. C.28 – *Crue de septembre 1992*

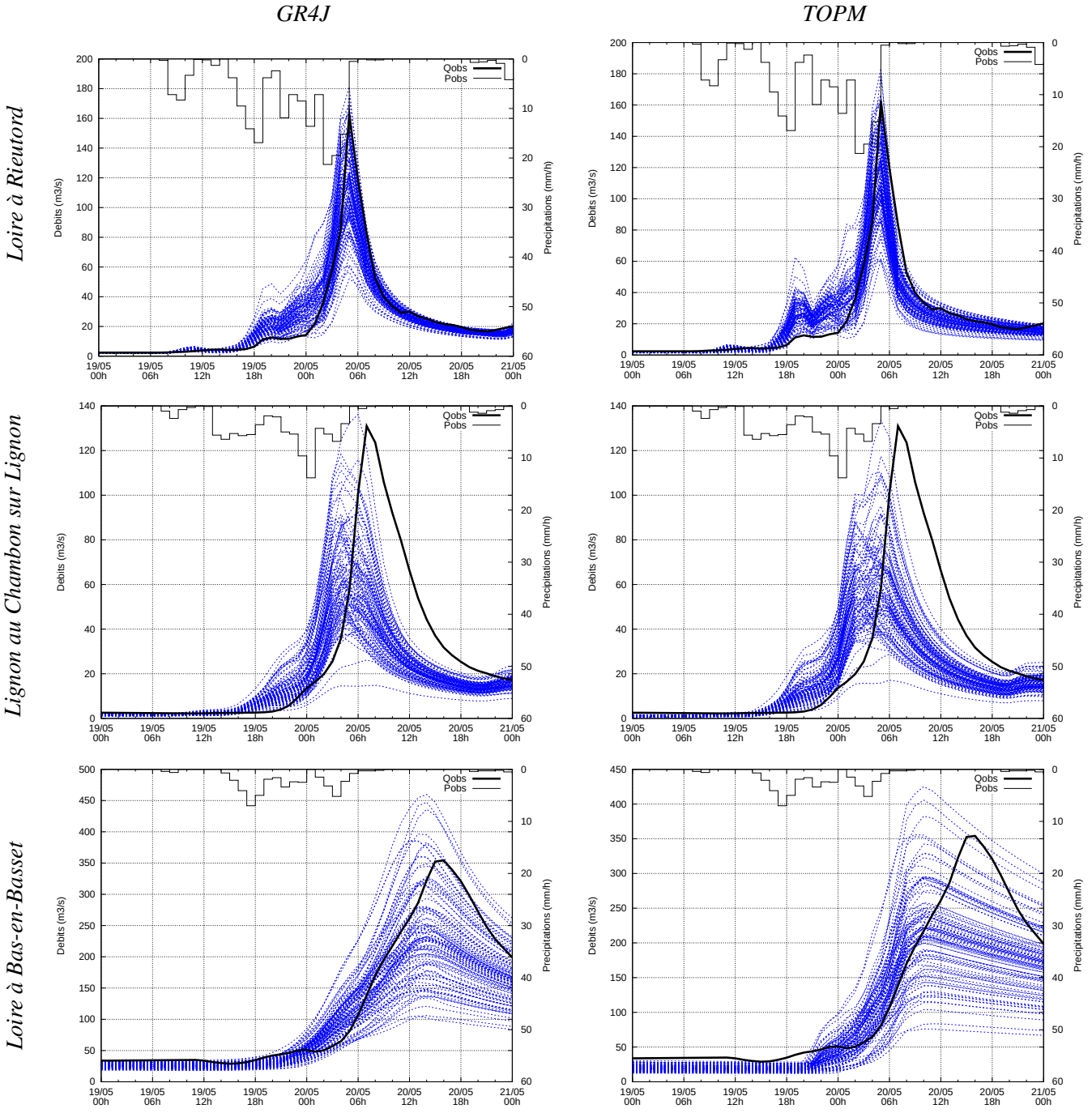


FIG. C.29 – *Crue de mai 1993*

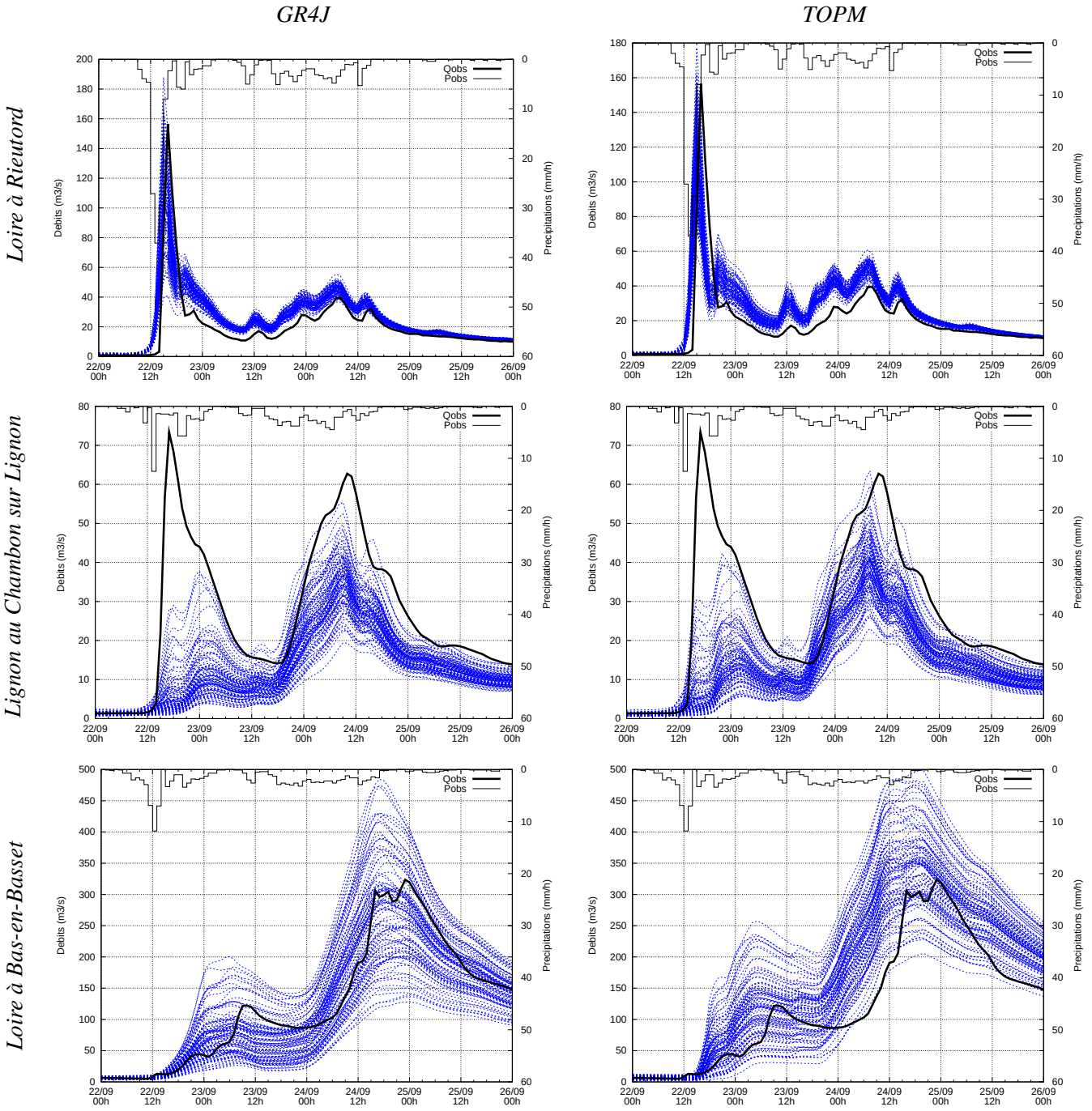


FIG. C.30 – *Crue de septembre 1993*

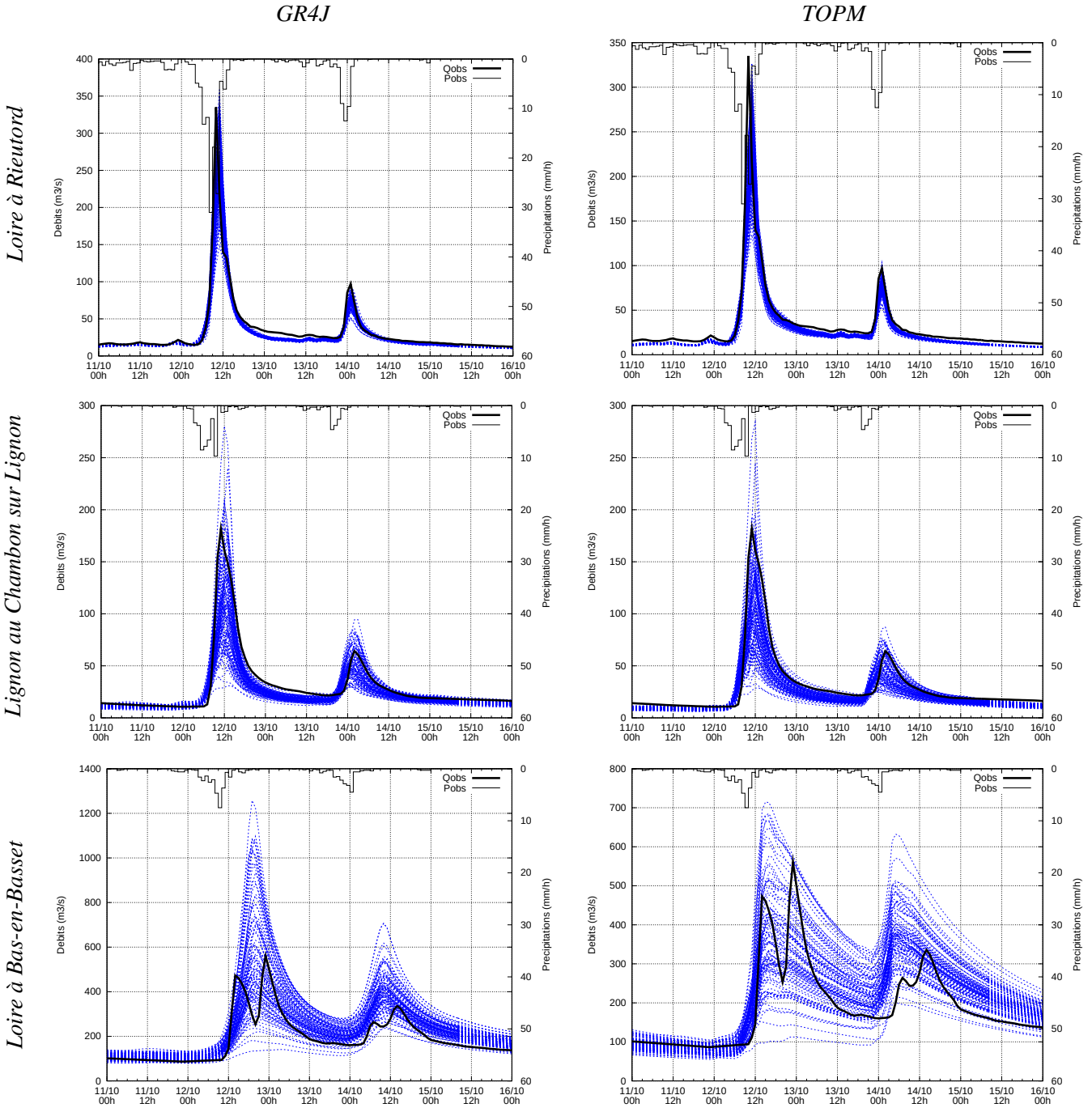


FIG. C.31 – *Crue d'octobre 1993*

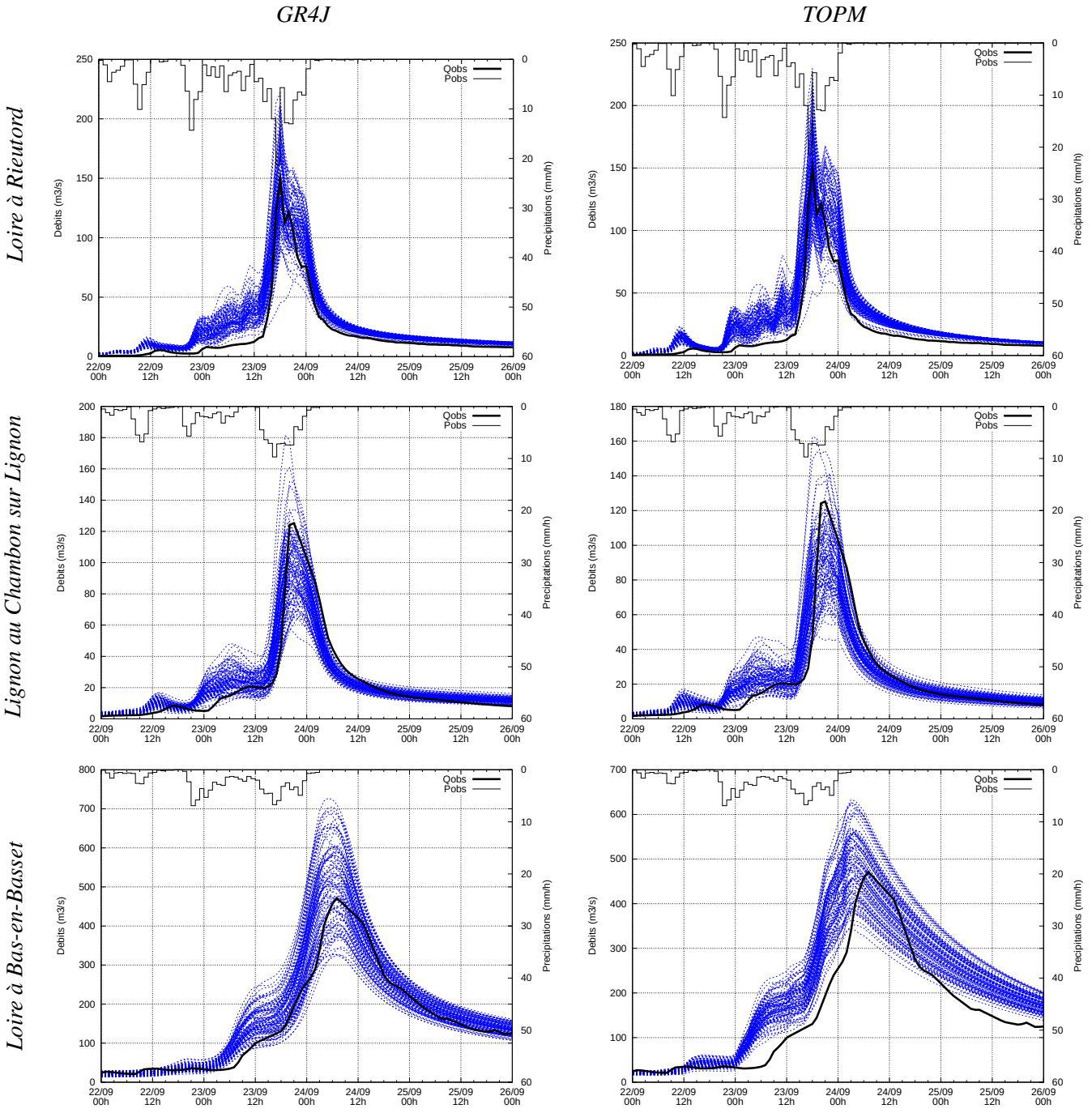


FIG. C.32 – *Crue de septembre 1994*

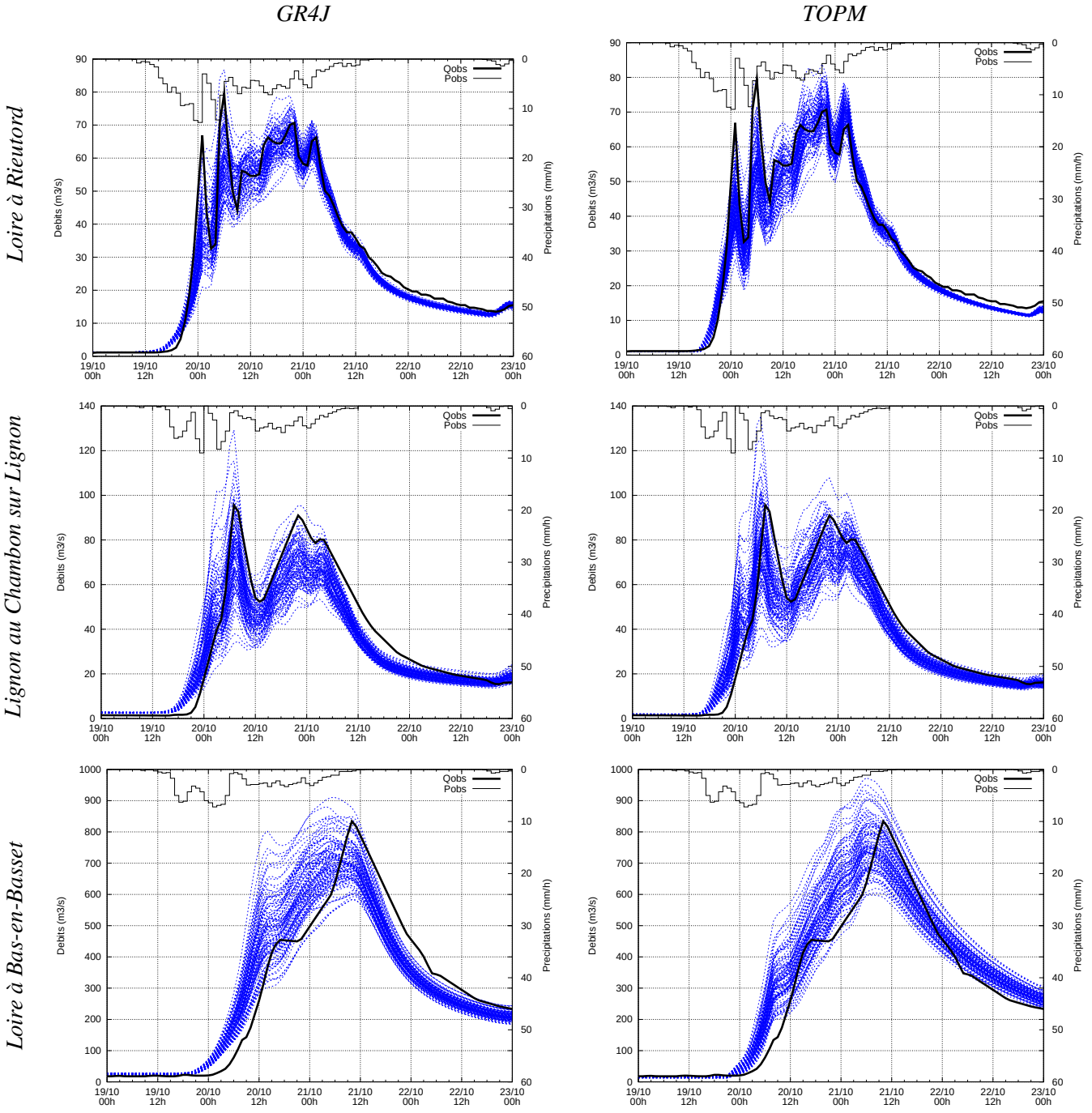


FIG. C.33 – *Crue d'octobre 1994*

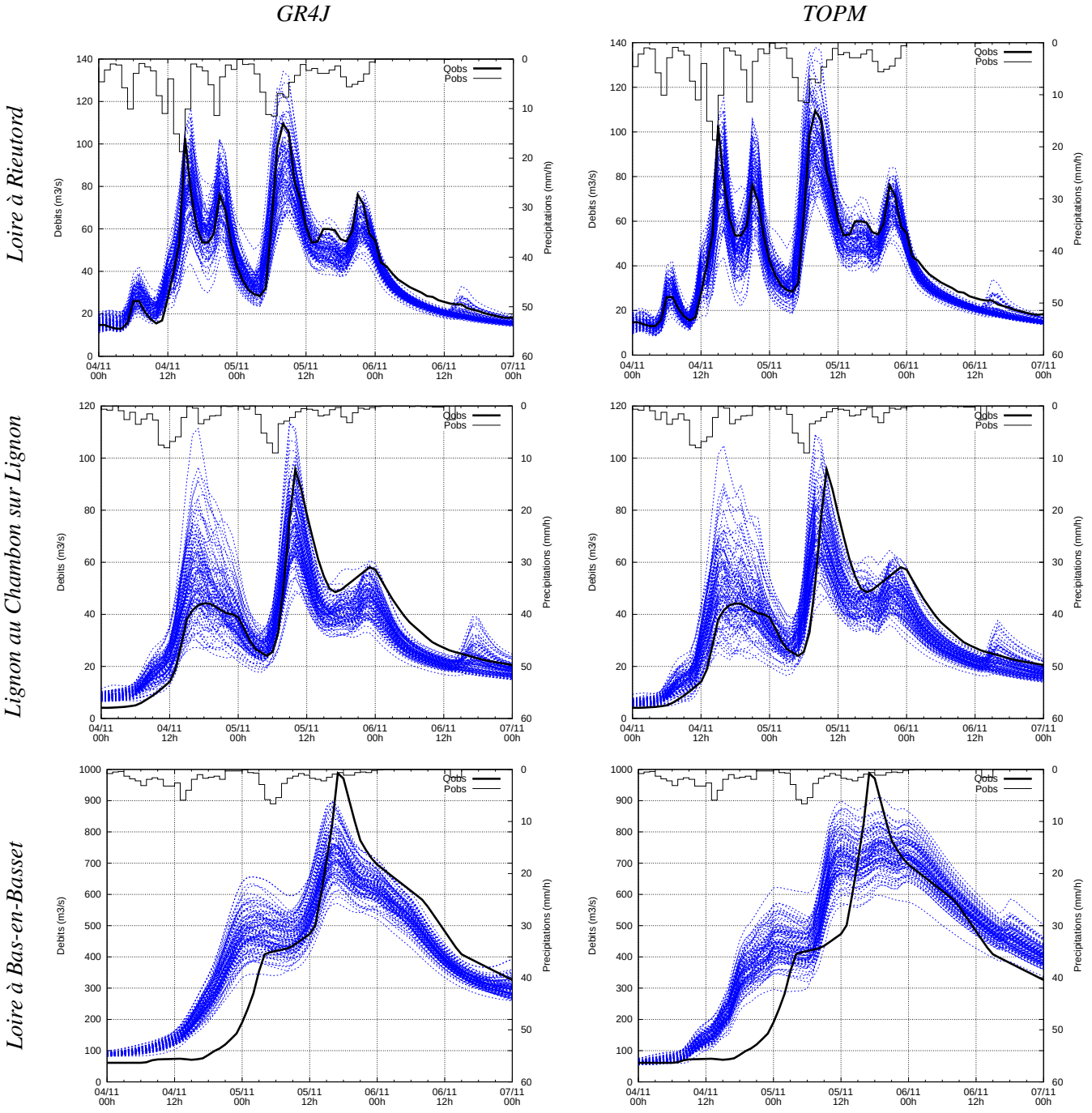


FIG. C.34 – *Crue de novembre 1994*

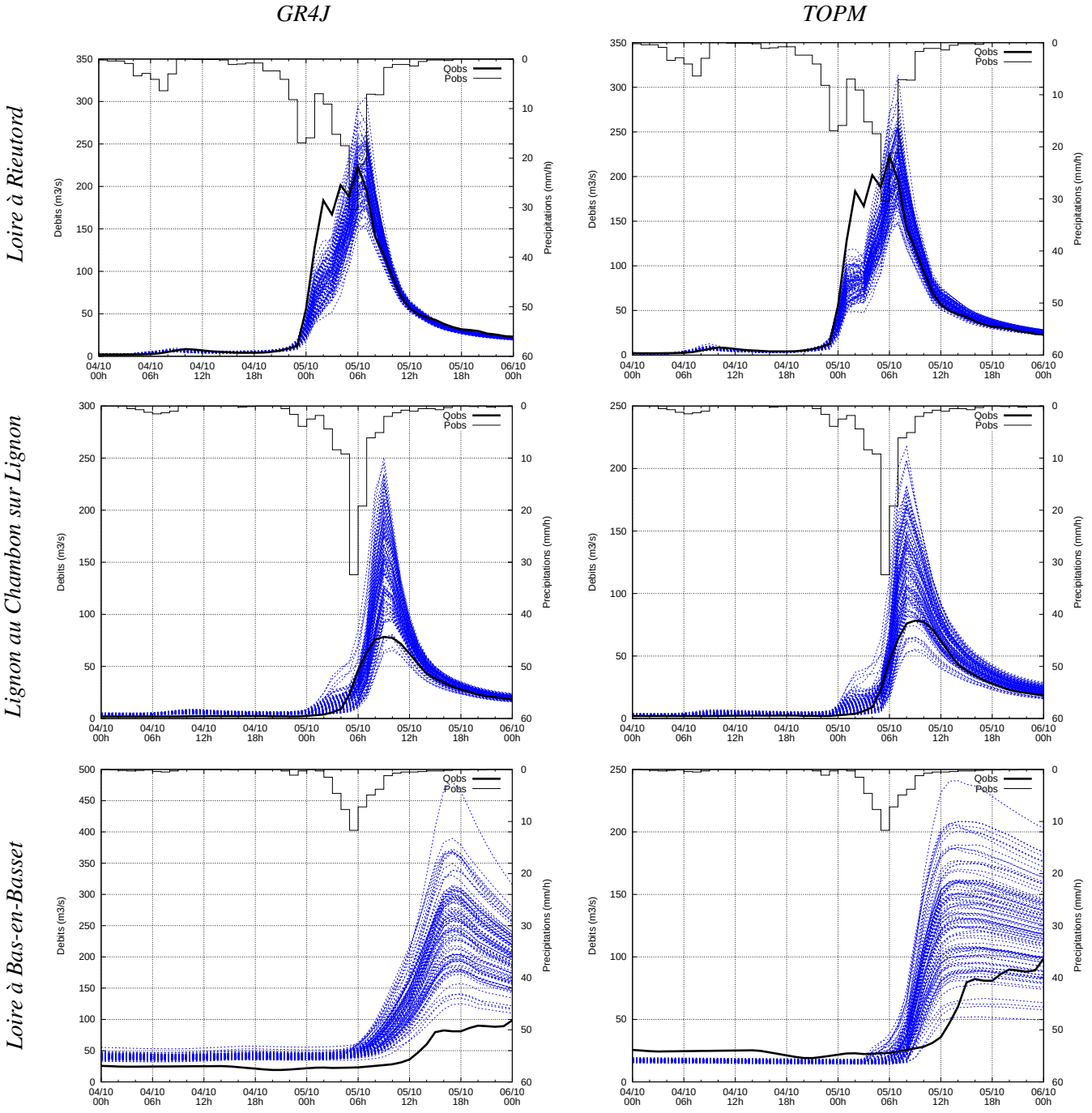


FIG. C.35 – *Crue de mai 1995*

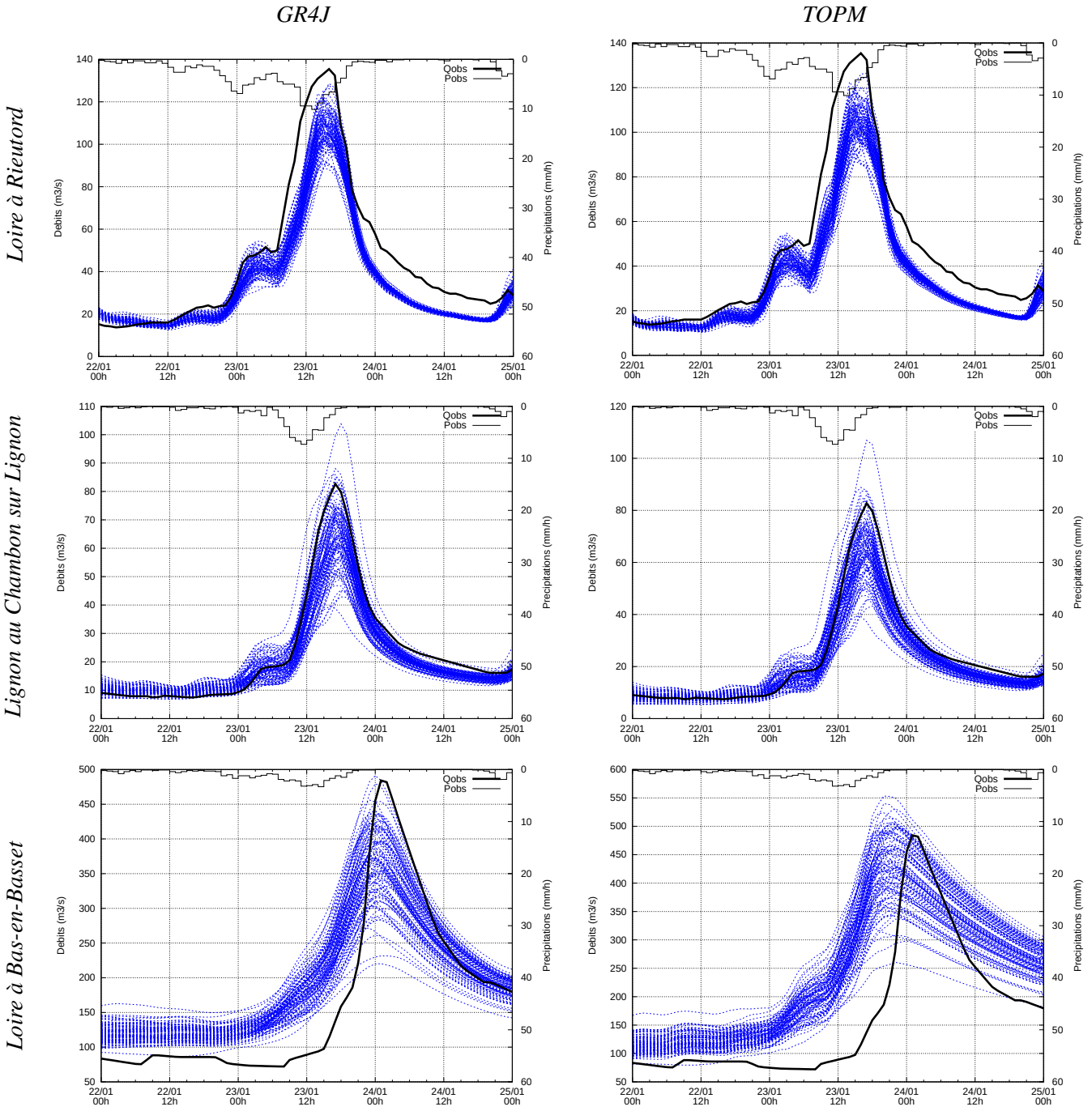


FIG. C.36 – *Crue de janvier 1996*

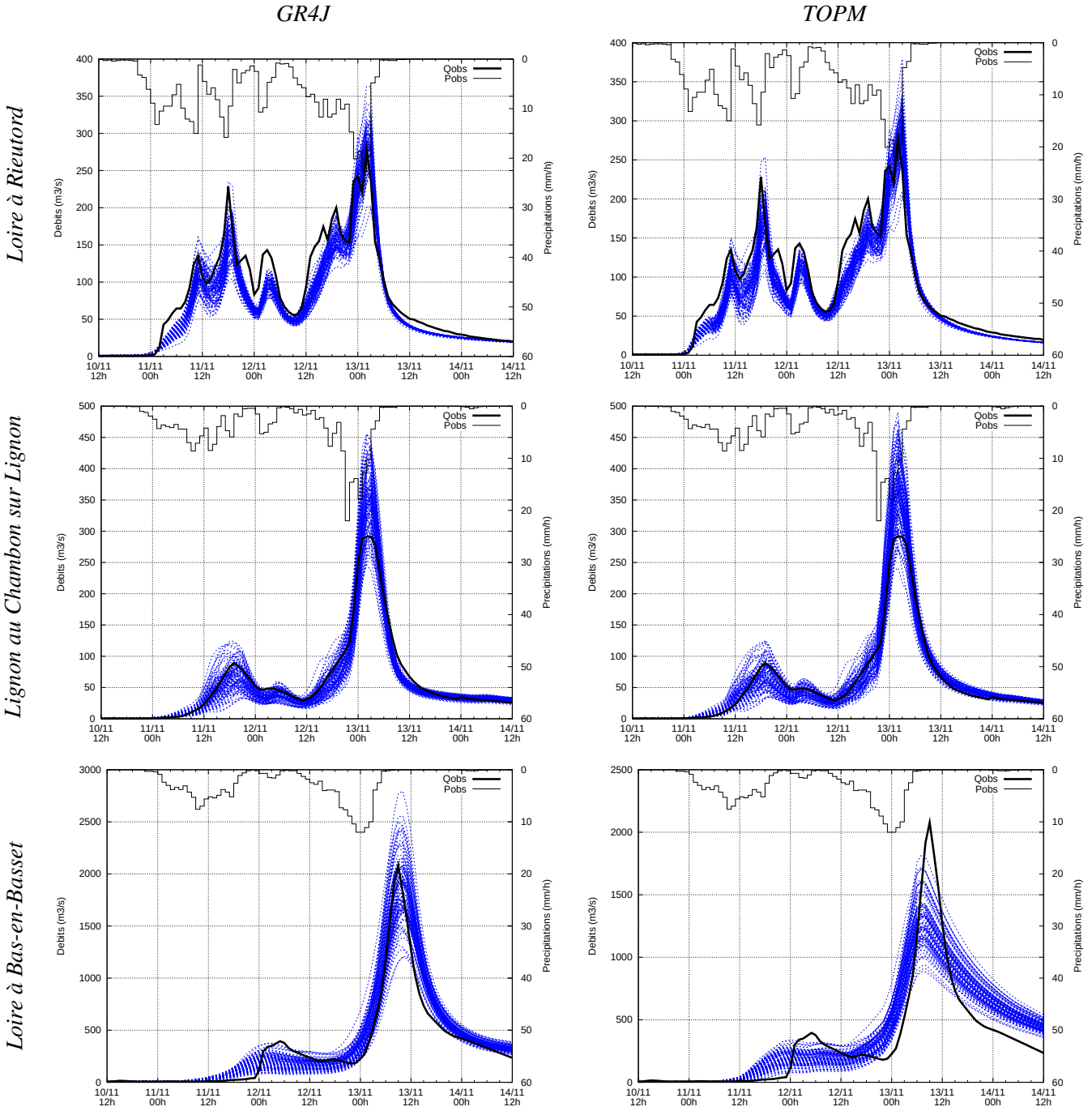


FIG. C.37 – *Crue de novembre 1996*

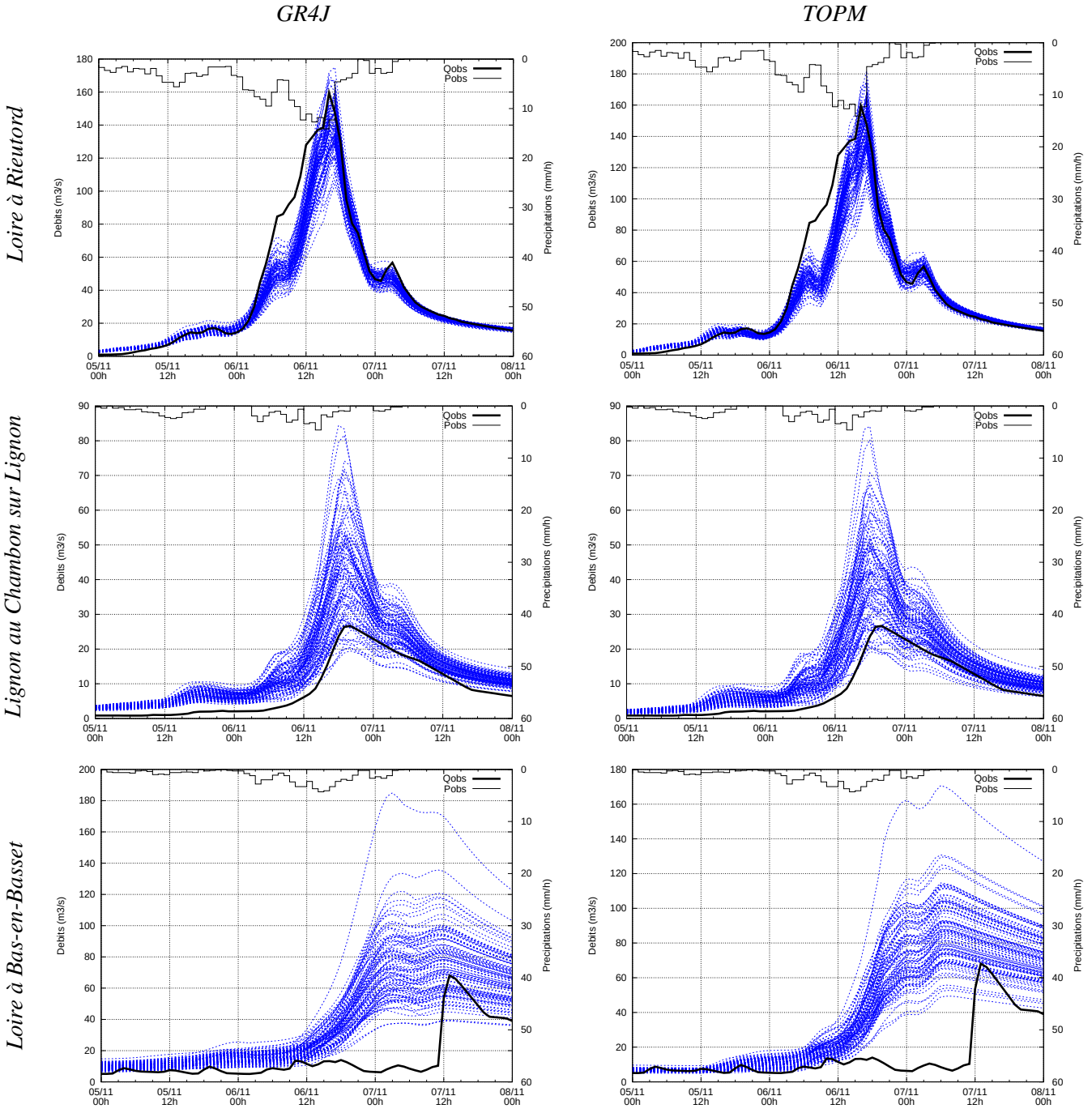


FIG. C.38 – *Crue de novembre 1997*

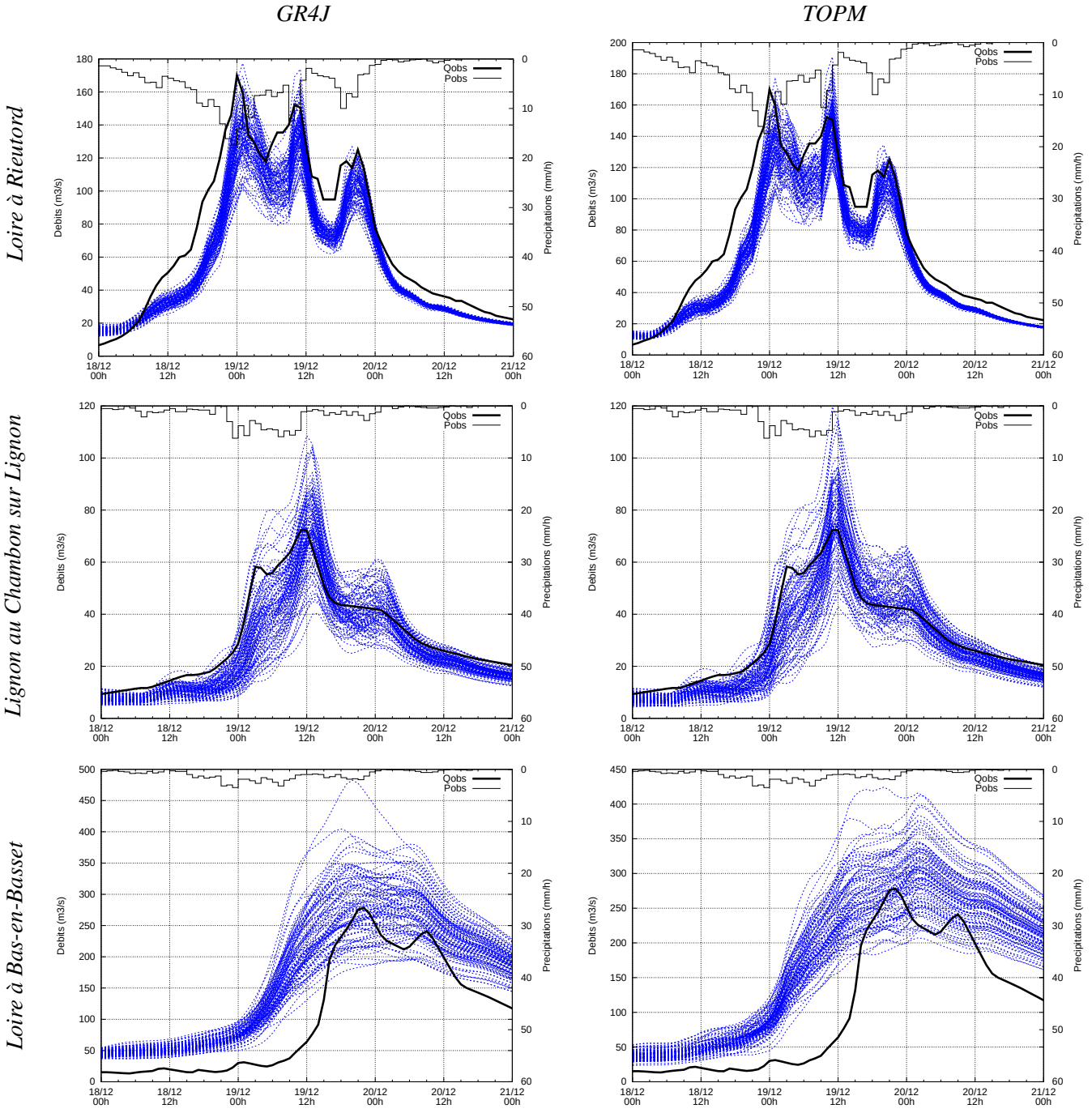


FIG. C.39 – *Crue de décembre 1997*

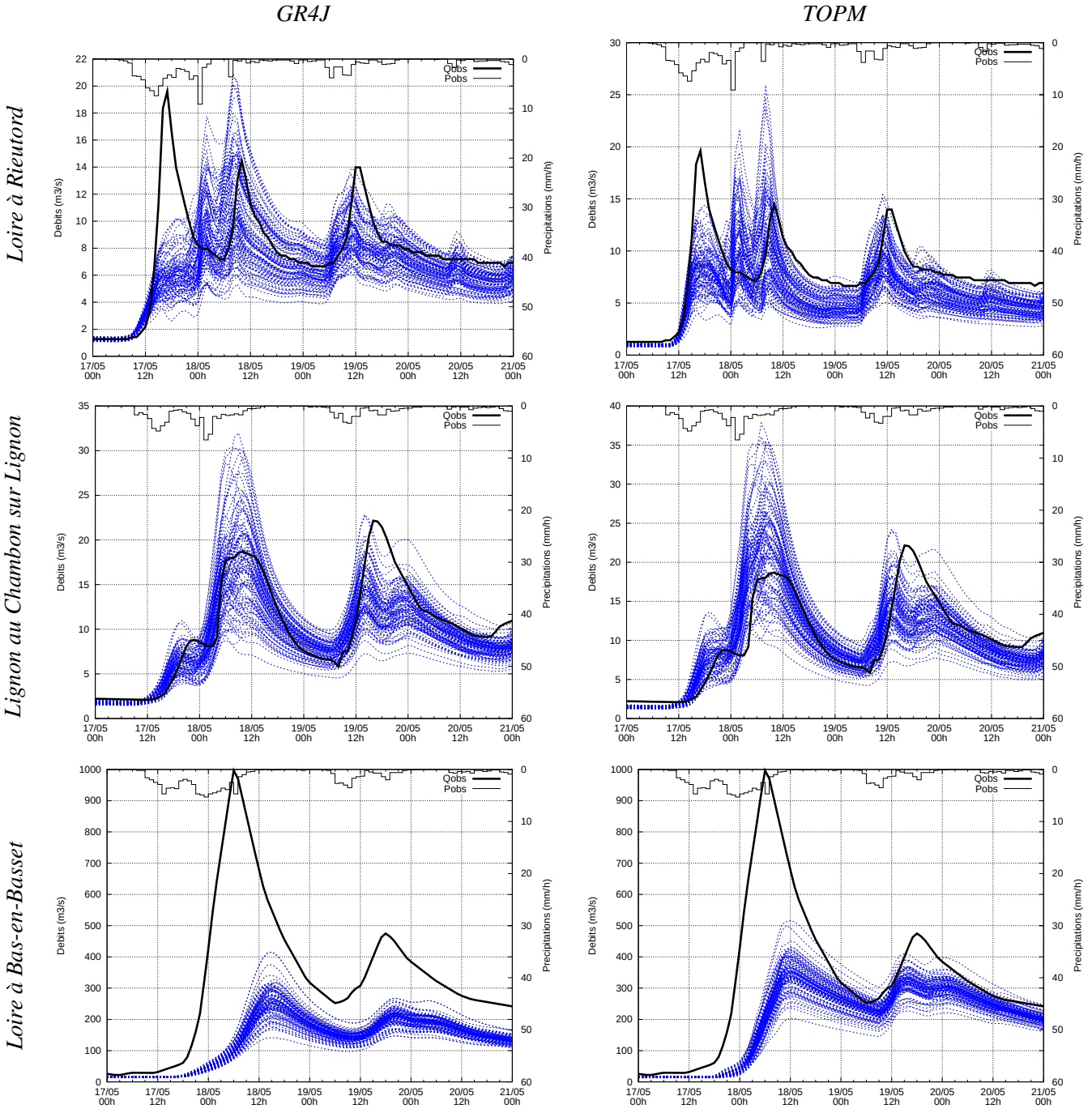


FIG. C.40 – *Crue de mai 1999*

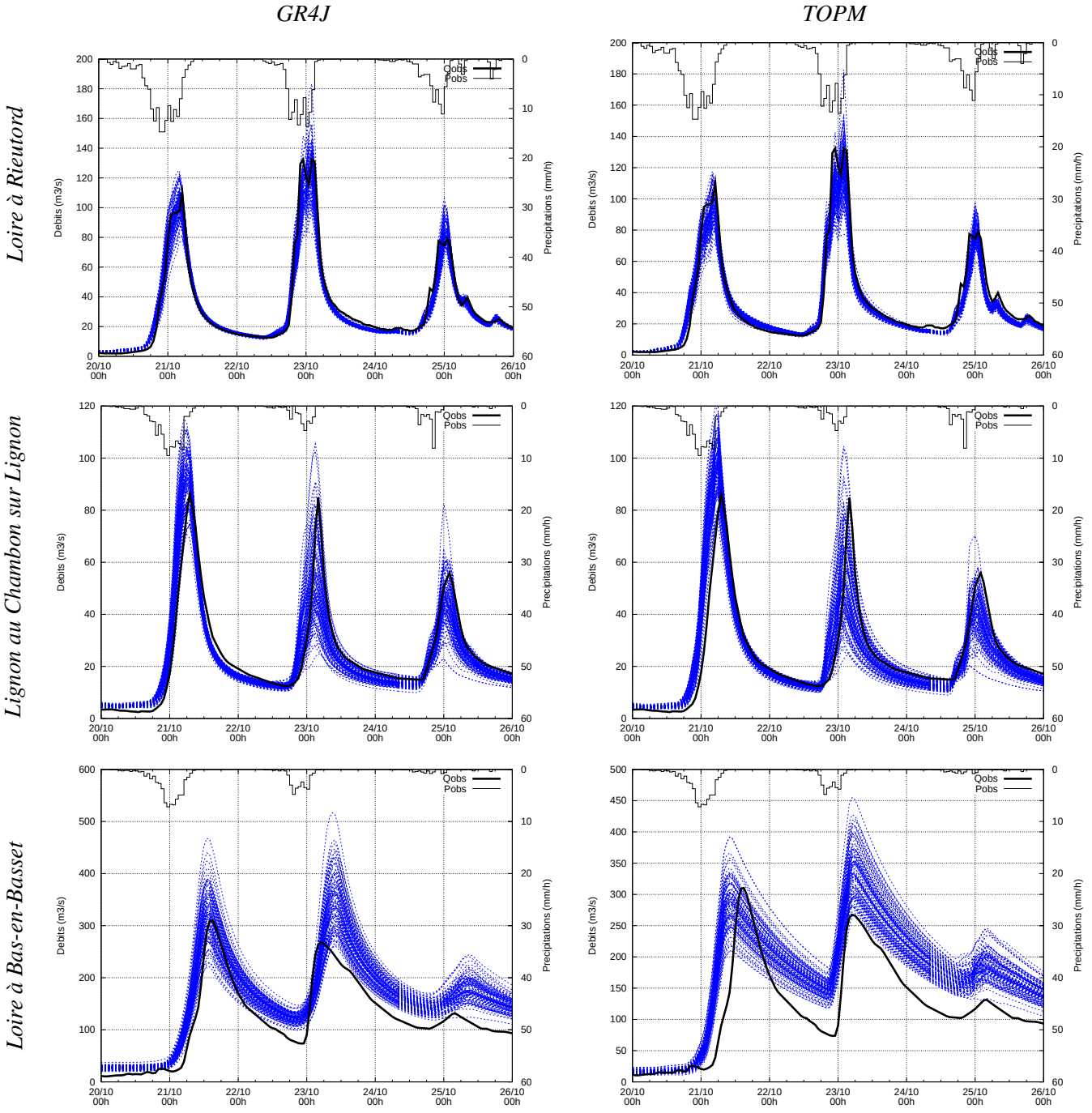


FIG. C.41 – *Crue de octobre 1999*

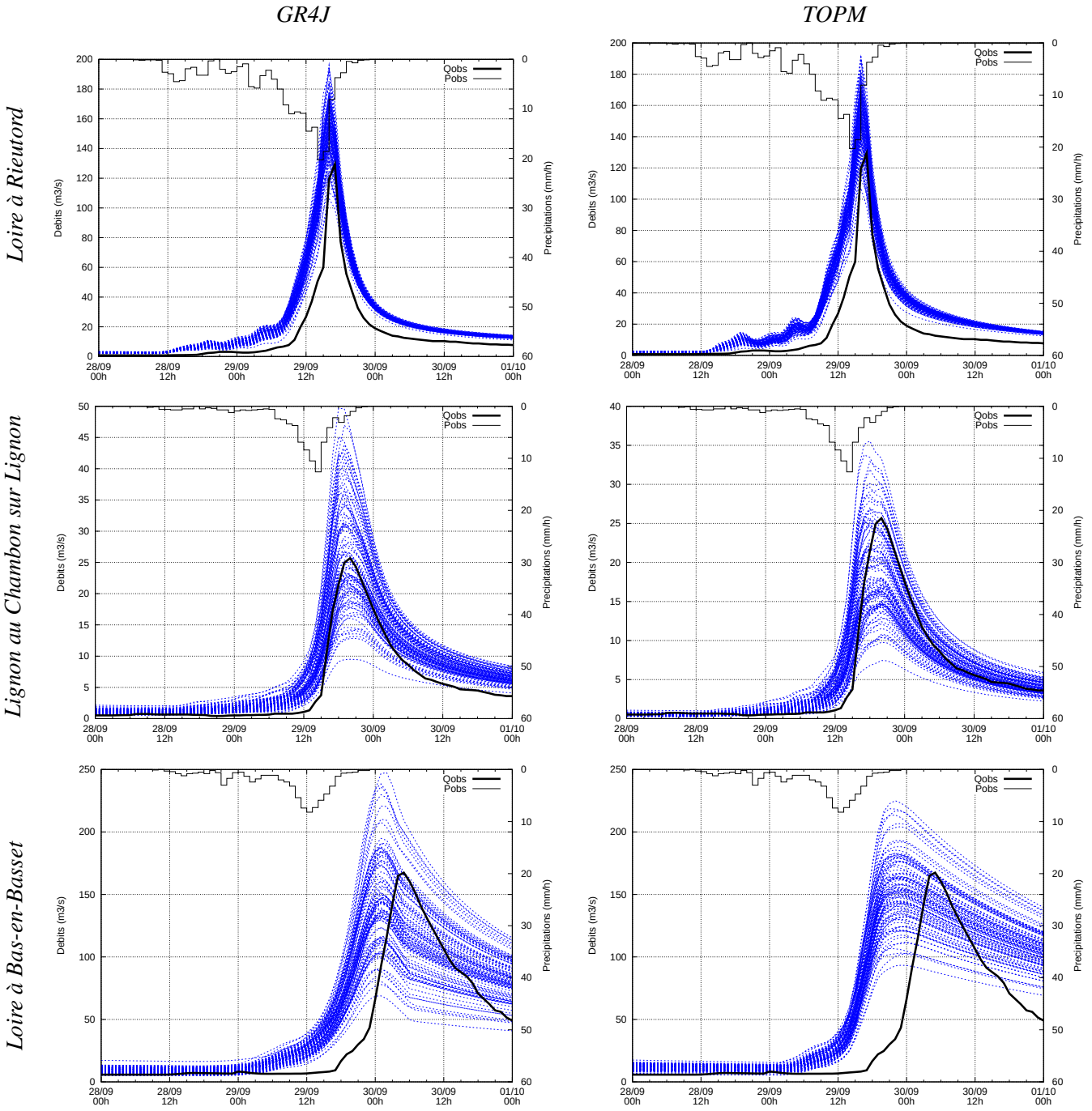


FIG. C.42 – *Crue de septembre 2000*

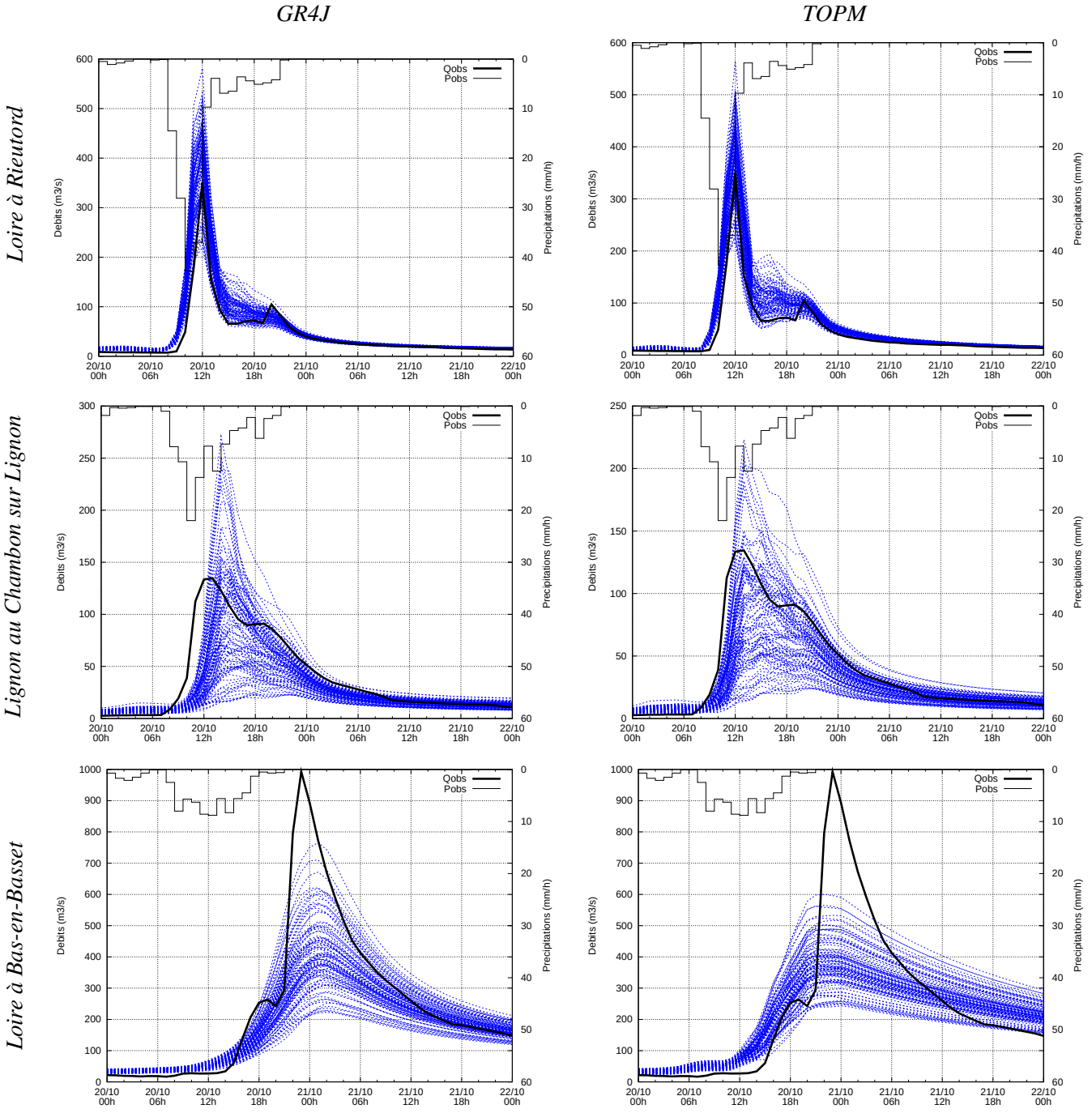


FIG. C.43 – *Crue d'octobre 2001*

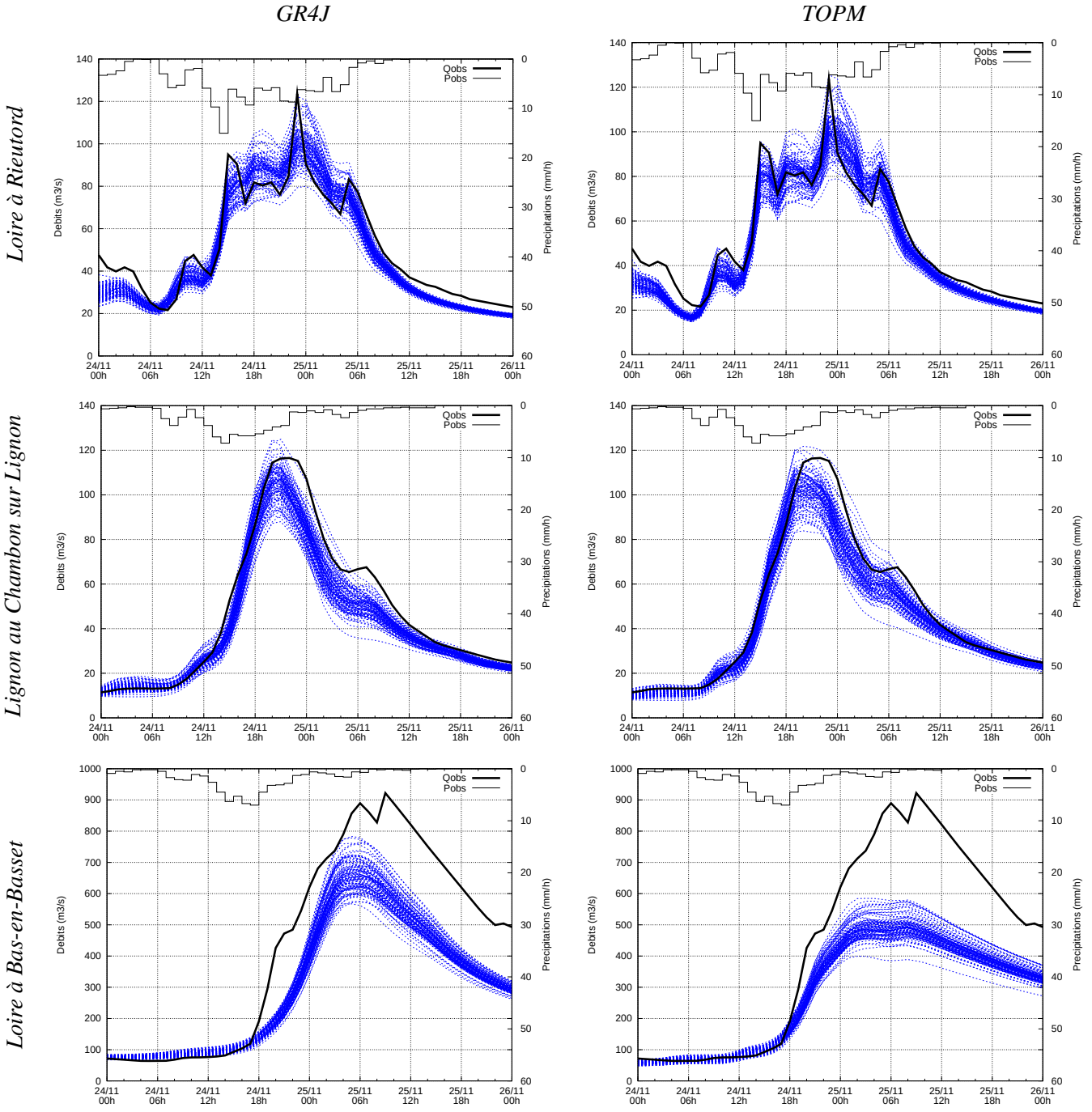


FIG. C.44 – *Crue de novembre 2002*

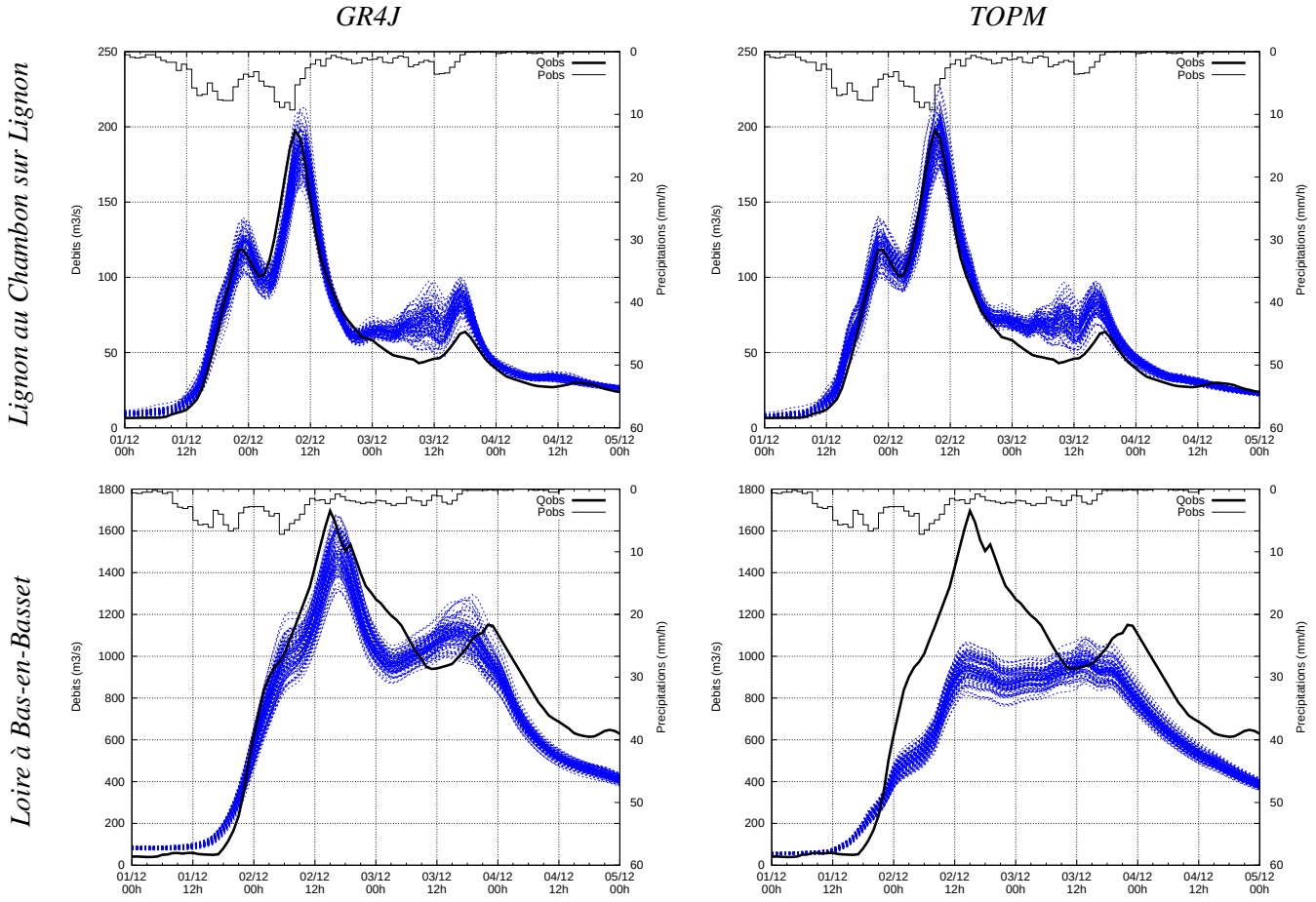


FIG. C.45 – *Crue de décembre 2003*

C.9.1 Résultats sans prise en compte la dépendance temporelle des erreurs d'estimation

	toutes les valeurs		Qobs>2×Qmoy		Qobs>5×Qmoy		Qobs>10×Qmoy	
	IC80	IC95	IC80	IC95	IC80	IC95	IC80	IC95
Rieutord	12.4	17.3	9.9	14.7	15.1	22.2	19.8	28.5
Chambon	9.12	12.7	8.6	12.3	10.06	14.9	11.02	16.9
Bas-en-Basset	5.1	7.4	5.4	8.5	9.2	14.2	10.18	14.0

TAB. C.11 – *Pourcentage de Qobs compris dans les intervalle à 80 et 95%)*

Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	97.76	99.27	99.63	99.78
Qobs>2.Qmoy	84.67	94.76	97.17	98.21
Qobs>5.Qmoy	59.73	80.56	89.26	93.3
Qobs>10.Qmoy	37.83	62.85	78.05	85.99
Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	97.93	99.33	99.67	99.8
Qobs>2.Qmoy	85.8	95.13	97.47	98.38
Qobs>5.Qmoy	61.97	81.82	90.46	93.9
Qobs>10.Qmoy	38.88	64.49	80.45	87.27

TAB. C.12 – *Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils : 5, 10, 15 et 20 % à partir des valeurs simulées avec prise en compte des incertitudes sur les PMS (intervalle de confiance à 95%)*

Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	96.18	98.91	99.47	99.69
Qobs>2.Qmoy	68.25	90.71	95.31	97.17
Qobs>5.Qmoy	38.32	59.1	74.63	84.62
Qobs>10.Qmoy	20.9	36.49	49.8	61.14
Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	96.42	98.99	99.51	99.71
Qobs>2.Qmoy	69.97	91.34	95.64	97.33
Qobs>5.Qmoy	40.54	61.84	76.35	85.45
Qobs>10.Qmoy	22.29	40.73	53.47	63.02

TAB. C.13 – *Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils : 5, 10, 15 et 20 % à partir des valeurs simulées avec prise en compte des incertitudes sur la PMS (intervalle de confiance à 95%)*

Intervalles de confiance à 80%

Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	37.78	58.75	69.75	77.62
Qobs>2.Qmoy	7.3	13.27	18.37	23.66
Qobs>5.Qmoy	4.61	9.49	14.41	17.91
Qobs>10.Qmoy	1.5	4.01	5.84	6.51

Intervalles de confiance à 95%

Seuil des erreurs	5%	10 %	15%	20%
Toute la chronique	40	60.48	71.26	78.87
Qobs>2.Qmoy	8.16	14.81	20.71	26.01
Qobs>5.Qmoy	6.18	11.7	17.15	20.35
Qobs>10.Qmoy	1.50	3.67	5.51	7.18

TAB. C.14 – *Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils : 5, 10, 15 et 20 % à partir des valeurs simulées avec prise en compte des incertitudes sur la pluie moyenne de bassin (intervalles de confiance à 80 et 95%)*

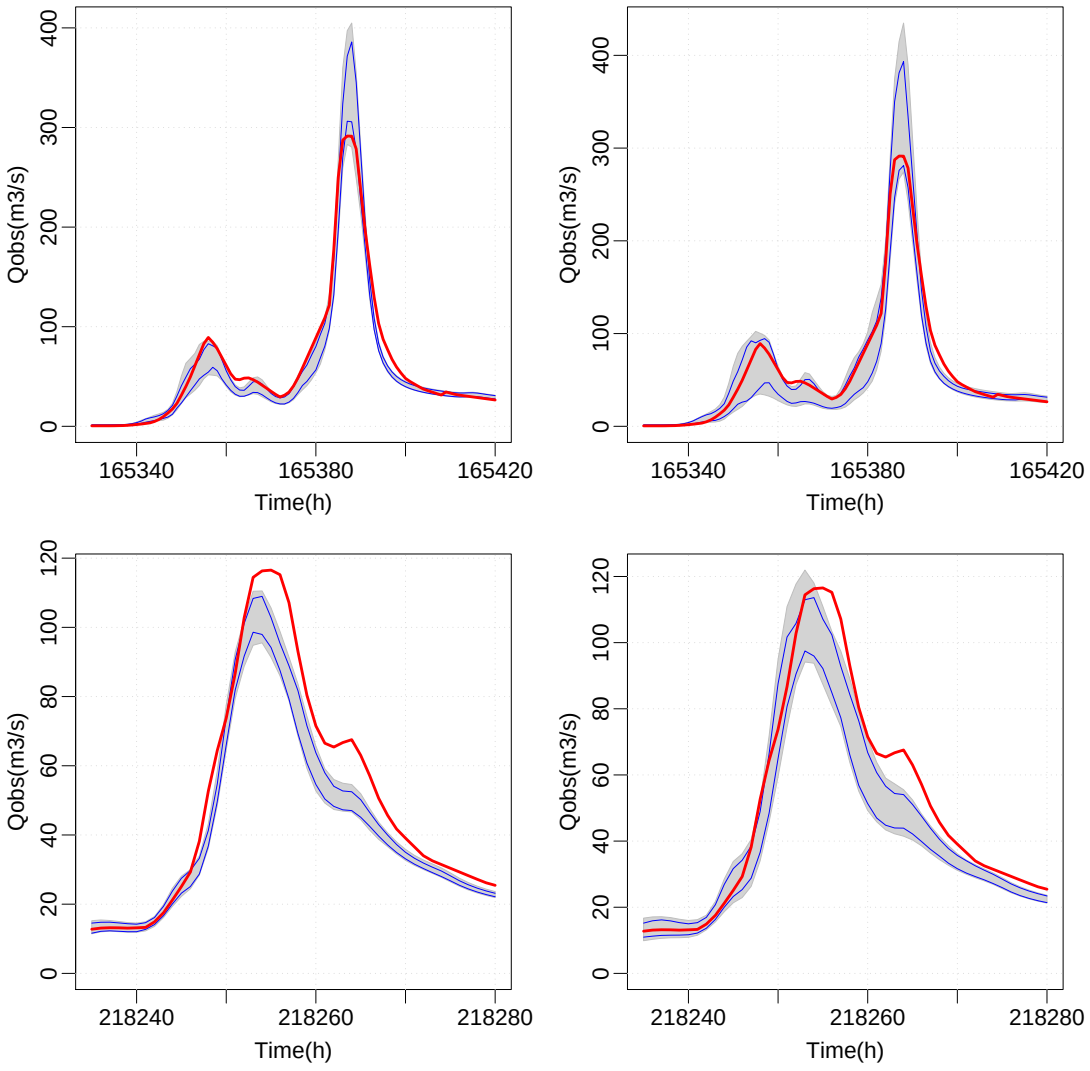


FIG. C.46 – *Crues simulées au Chambon-sur-Lignon : à gauche sans prise en compte des corrélations temporelles des erreurs sur la PMS ; à droite, avec prise en compte. En haut, crue de novembre 1996 (crue forte) et en bas crue de novembre 2002 (crue moyenne)*

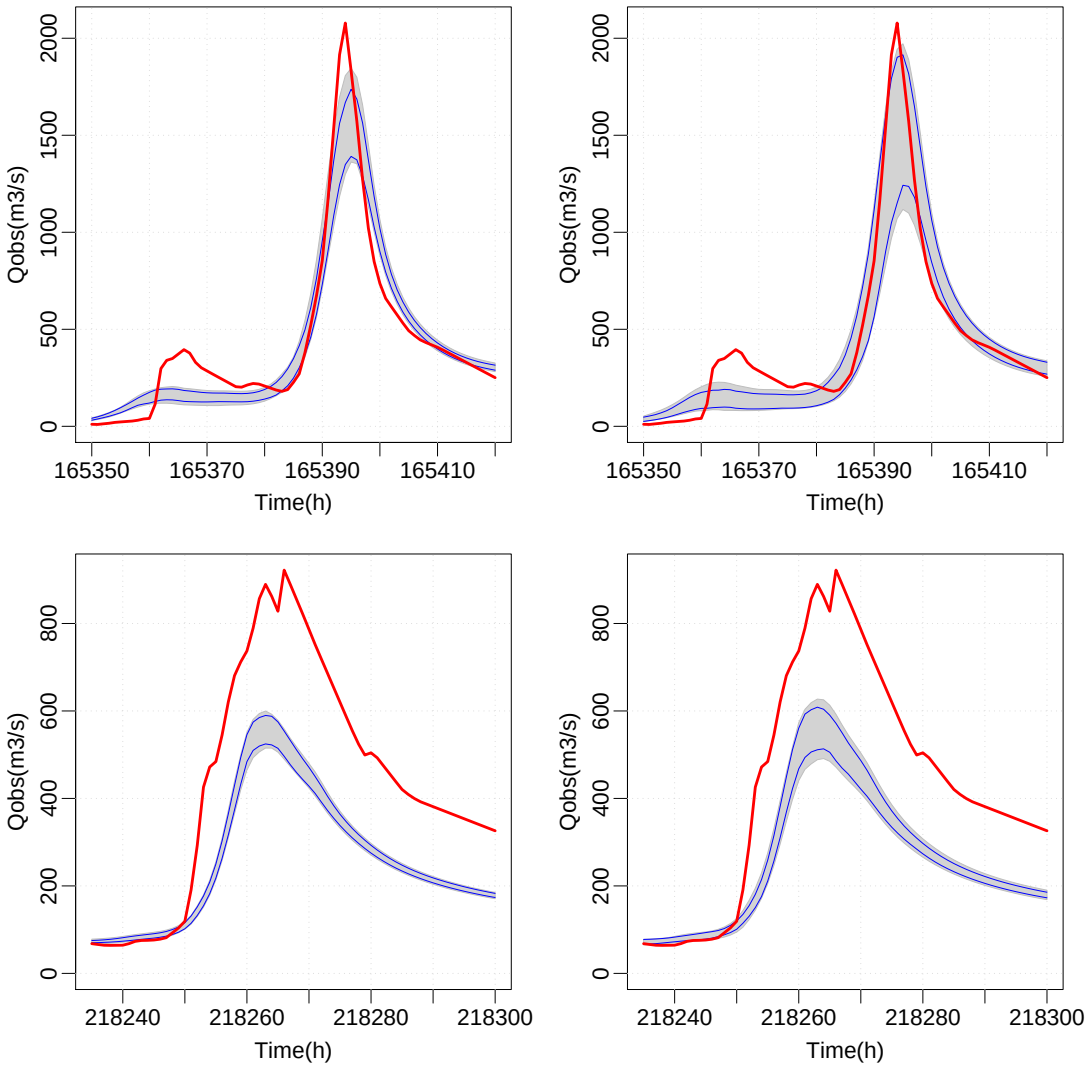


FIG. C.47 – *Crues simulées à Bas-en-Basset : à gauche sans prise en compte des corrélations temporelles des erreurs sur la PMS ; à droite, avec prise en compte. En haut, crue de novembre 1996 (crue forte) et en bas crue de novembre 2002 (crue moyenne à faible)*

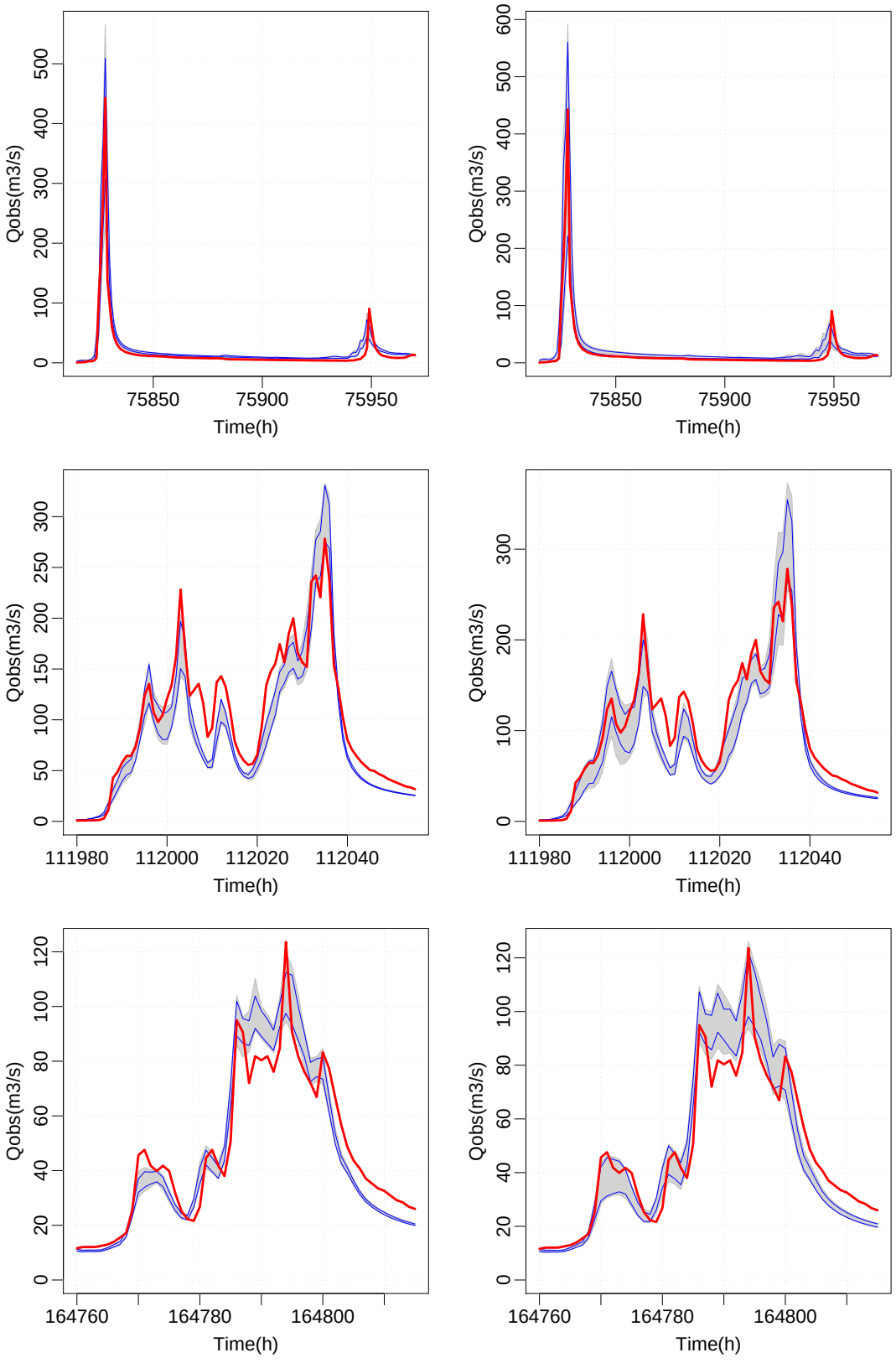


FIG. C.48 – *Crues simulées à Rieutord : à gauche sans prise en compte des corrélations temporelles des erreurs sur la PMS ; à droite, avec prise en compte. En haut, crue de septembre 1992 (la plus forte sur ce bassin sur la période 1983-2002), au milieu la crue de novembre 1996 (crue forte) et en bas crue de novembre 2002 (crue moyenne)*

C.9.2 Recherche d'un élément explicatif de la dispersion des débits simulés

Lien avec la saison, avec l'année Des éléments pouvant expliquer cette plus forte dispersion ont été recherchés (FIG.C.49). Il semble y avoir un effet de la saison (et par là, de l'influence climatique) sur cette dispersion : ainsi les valeurs du critère de dispersion sont plus élevées pour les mois d'avril-mai et de septembre-octobre, ce qui correspond aux périodes où les pluies sont les plus fortes (*cf.* CHAP.2). L'effet de l'année de la crue, semble lui, un peu moins clair. Comme le réseau pluviométrique s'est densifié au cours du temps et la qualité générale des données a augmenté, ceci pourrait être un élément explicatif. Il apparaît que la dispersion tend légèrement à baisser quand l'année augmente mais ce résultat reste variable d'une crue à l'autre.

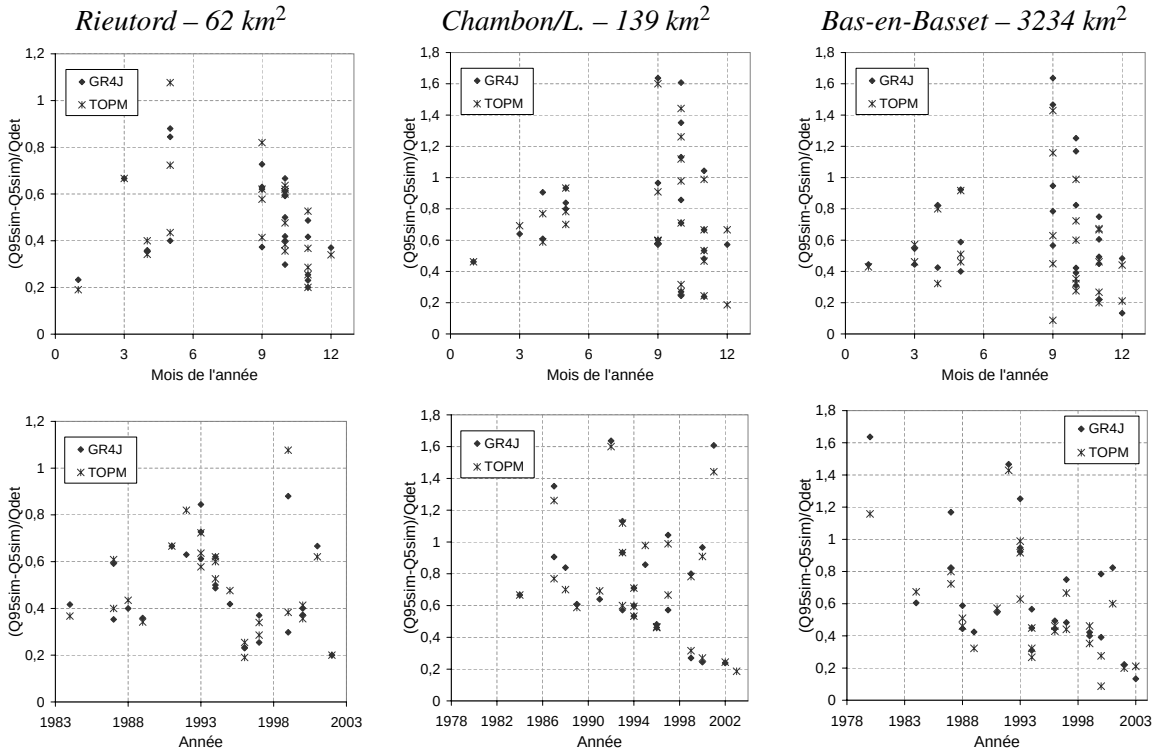


FIG. C.49 – *Valeur du critère de dispersion selon le bassin, le mois de l'année (en haut) et l'année (en bas)*

Selon la crue Il se peut que certaines situations (caractéristiques de la crue, caractéristique du réseau, caractéristique de l'épisode pluvieux) conduisent à des dispersion plus élevées. Pour rechercher cela, les valeurs de dispersions sont comparées d'un bassin à l'autre (FIG.C.50). Il ne semble pas qu'il n'y ait qu'un lien très faible entre les dispersions obtenues à Rieutord et les autres bassins. Par contre, les dispersions obtenues au Chambon sur Lignon et à Bas-en-Basset semblent évoluer ensemble.

Les crues dont le critère de dispersion est supérieur à 1 Pour plusieurs crues, le critère de dispersion est assez élevé, parfois supérieur à 1. Pour en illustrer l'effet, la crue de mai 1999 sur le bassin de la Loire à Rieutord, ainsi que les crues de septembre 1980 et septembre 1992 à Bas-en-Basset, correspondant aux valeurs du critère de dispersion les plus fortes pour ces bassins, ont été tracées (FIG.C.51).

Dans le cas des crues de septembre 1992 et de mai 1999, l'étalement des simulations d'ensemble correspond à des crues faibles sur ces bassins, mais à la présence de pluies fortes [1], assez variables dans l'espace, ce qui peut avoir un effet sur les erreurs générées par le modèle d'erreur, à la fois via la variance de krigeage mais également via la variance libre du champ. Dans le dernier cas choisi en exemple, celui de la crue de septembre 1980 à Bas-en-Basset, il faut à la

1. Environ 100 mm de PMS en 24 heures sur le bassin de la Loire à Rieutord pour la crue de 1999 ;
environ 70 mm de PMS en 10 heures sur le bassin de la Loire à Bas-en-Basset pour la crue de septembre 1992.

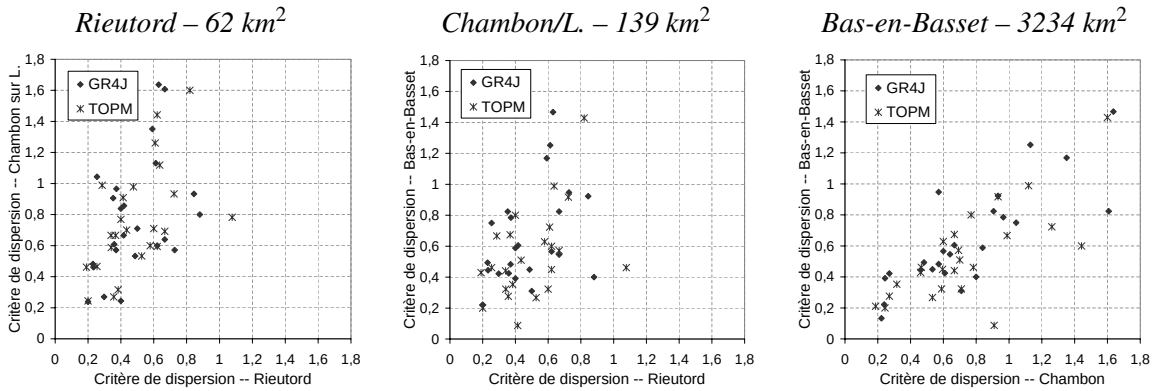


FIG. C.50 – *Relation entre les critères de dispersion obtenus pour une même crue mais sur des bassins différents*

fois prendre en compte le fait que des intensités élevées ont été observées avec une variabilité assez forte (effet sur la variance du champ) et que le nombre de pluviomètres permettant de calculer une PMS sur ce bassin était lors de cette crue très faible (5 postes pour tout le bassin, soit une densité moyenne de un poste pour 650 km^2) – ce qui a un effet sur la variance de krigeage.

C.9.3 Calcul du critère de dispersion à partir des débits observés

Pour chaque crue, les intervalles de confiance identifiés plus tôt sont utilisés et comparés non plus au débit simulé déterministe ou à la médiane des simulations d'ensemble, mais directement au débit observé.

Pour Rieutord, on trouve une relation linéaire entre l'amplitude de l'intervalle de confiance et la valeur du débit observé, et ce, pour les deux modèles (FIG.C.52). Ce n'est pas le cas des autres bassins pour lesquels des situations plus variées sont observées.

Ceci peut être vu d'une manière différente sur la figure FIG.C.53 page 605 pour laquelle sont représentées les évolutions des coefficients de dispersion par rapport au débit observé. A rieutord, on observe que les plus fortes valeurs du critère de dispersion sont obtenues pour les saisons pour lesquelles les crues les plus fortes surviennent (l'automne et l'hiver) – c'est également ce qui avait été observé à partir du critère de dispersion sur les débits simulés. En ce qui concerne toutes les autres observations qui avaient été réalisées à partir de la dispersion calculée à partir des débits simulés, c'est-à-dire une saisonnalité des dispersions et une décroissance des dispersions quand les années augmentent, le fait de diviser par le débit observé modifie sensiblement les conclusions.

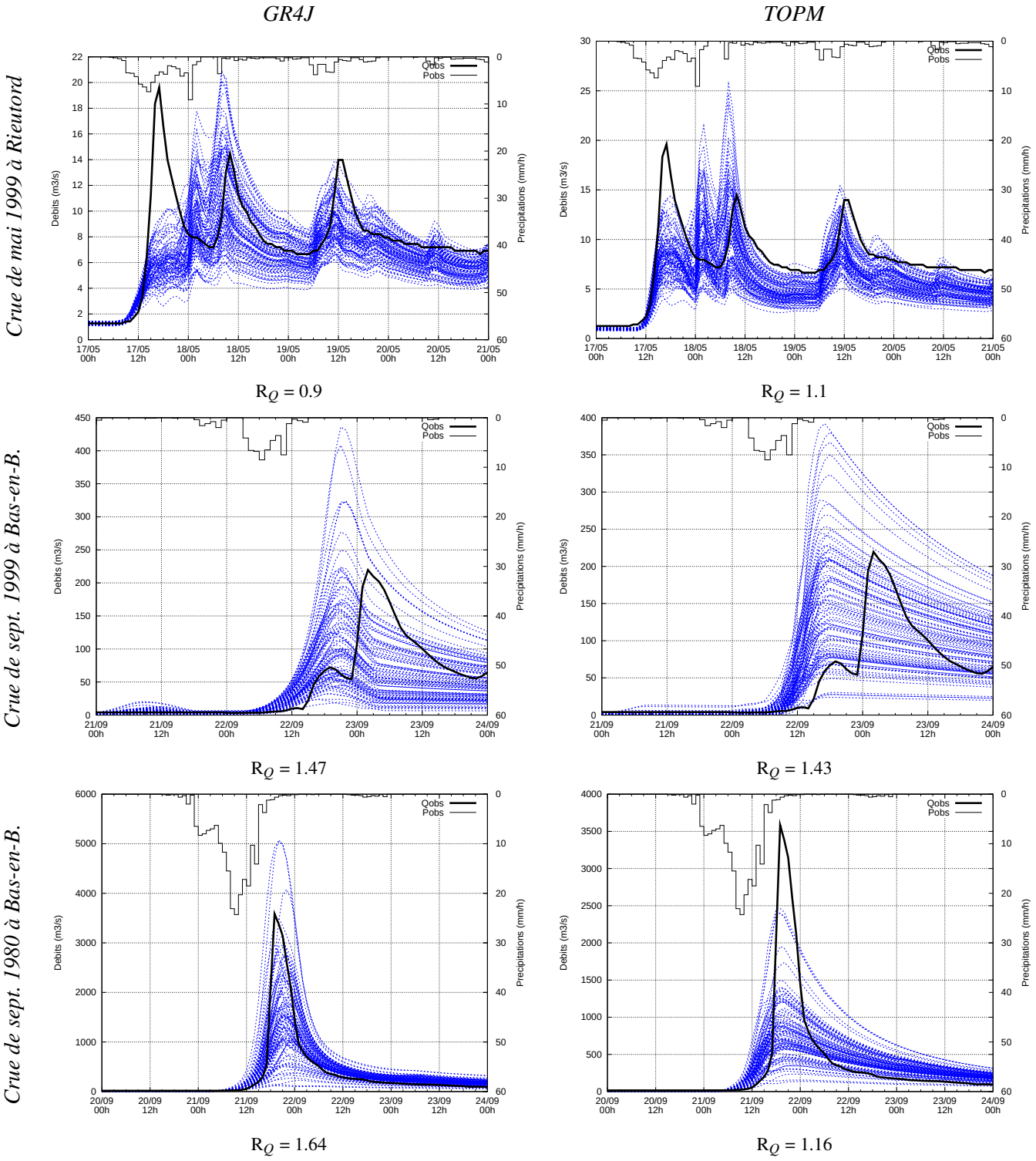


FIG. C.51 – *Quelques exemple de crues à forts critères de dispersion*

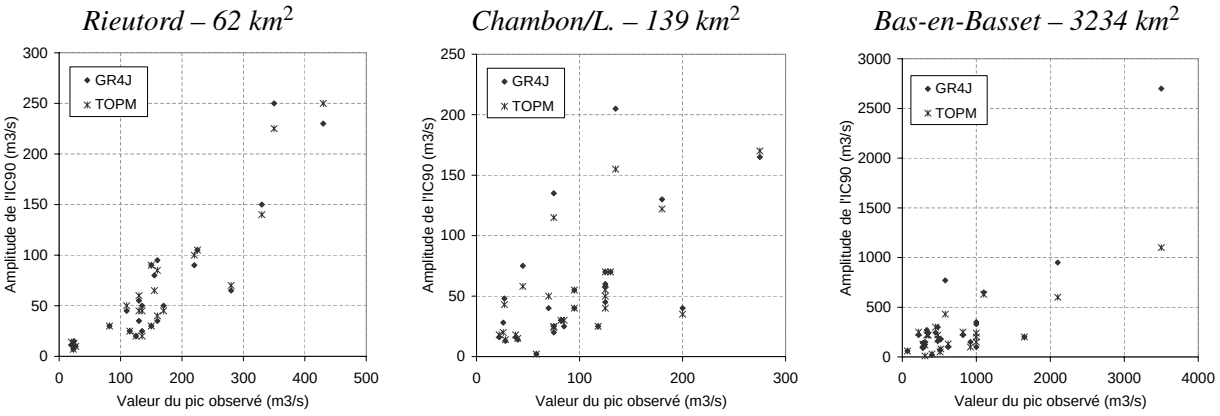


FIG. C.52 – *Relation entre la valeur du pic de crue observé et l'amplitude de l'intervalle à 90% des simulations d'ensemble avec une propagation d'erreur sur la PMS. (r^2 est le coefficient de détermination entre ces séries.)*

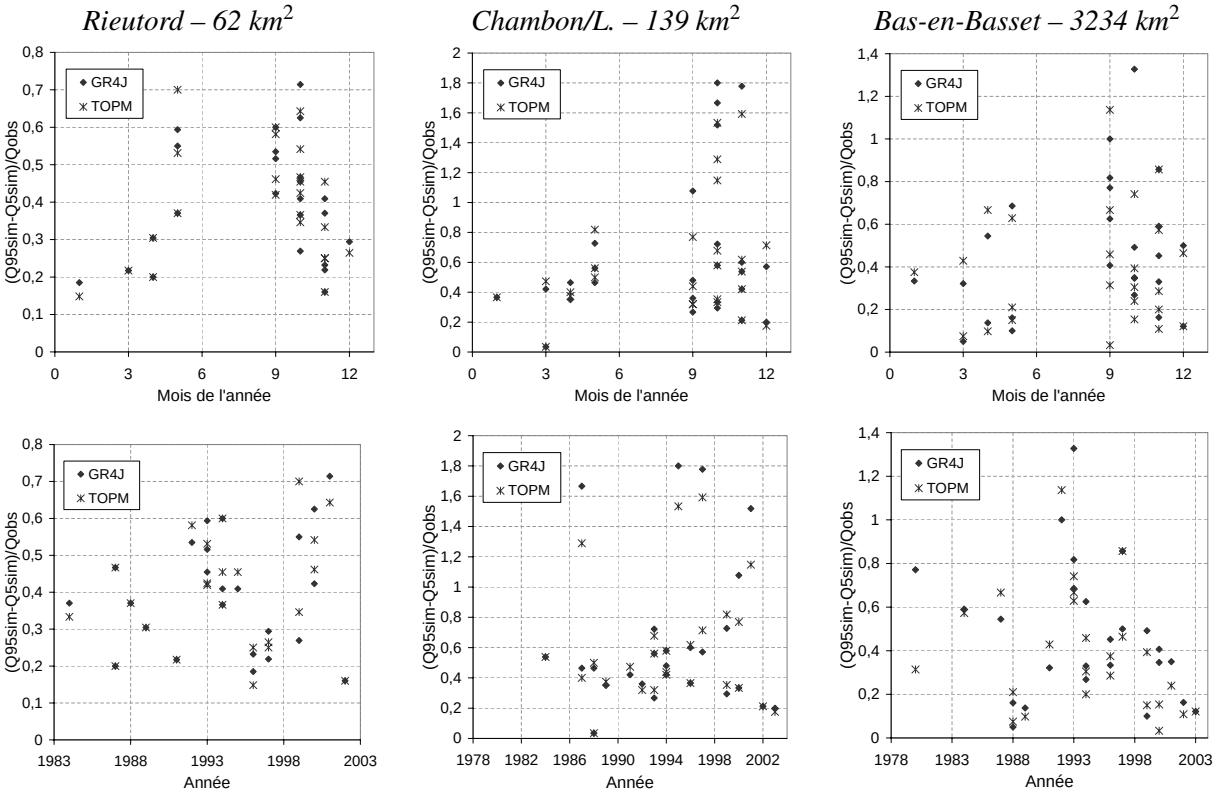


FIG. C.53 – *Valeurs du critères de dispersion par rapport au débit observé selon l'année, le mois*

C.10 Les techniques de prévisions de précipitations

C.10.1 Éléments annexes à la chaîne hydrométéorologique

C.10.1.1 Les prévisions quantitatives de précipitations par la méthode des analogues

Le principe La méthodes des analogues consiste à rechercher parmi une archive de journées dont la situation atmosphérique est connue, celles qui sont les plus proches de celle de la journée actuelle, c'est-à-dire le jour où on doit émettre la prévision. Les cumuls pluviométriques des journées correspondantes sont identifiés et utiliser pour créer les prévisions quantitatives de pluies.

Les critères d'analogies La méthode des analogues a au départ été développée pour répondre à des besoins opérationnels d'EDF et Duband (1970) a, le premier, proposé une adaptation statistique des sorties de modèles météorologiques numériques après l'étude des relations d'analogies entre les champs synoptiques et les précipitations au sol. La méthode a ensuite été améliorée par Guilbaud (1997) qui a proposé d'appliquer ce principe d'analogie sur les formes des géopotentiels à 700 et 1000 hPa et à 0 et 24h TU pour des prévisions journalières à 6h TU.

Bontron (2004) a proposé l'utilisation des réanalyses NCEP/NCAR, c'est à dire de la reconstitution des situations atmosphériques de ces 50 dernières années, issues du centre européen pour la recherche atmosphérique, ce qui lui a permis d'avoir une archive météorologique homogène grâce à laquelle il a pu optimiser la méthode d'analogie. La **variable de premier ordre** d'analogie de Guilbaud (1997) a été conservée. Il s'agit de la la circulation synoptique, c'est-à-dire la comparaison des formes de 2 champs de hauteurs géopotentielles (HGT) situés à l'intérieur de la période de cumul des précipitations. Les champs de géopotentiels comparés sont donc passés de 4 (Guilbaud, 1997) à 2 (Bontron, 2004) (géopotentiels à 1000 hPA à 12h et ceux à 500 hPa à 24 h). Il a également optimisé la **fenêtre d'analogie**, liée à la variable à prendre en compte, c'est-à-dire la taille de la fenêtre sur laquelle les situations sont comparées ; ainsi que le **nombre de jours analogues** à considérer selon l'échéance de prévision : plus l'échéance est longue, plus le nombre d'analogues doit être important. Enfin, il a proposé la prise en compte d'une **seconde variable d'analogie** (analogie du second ordre), plus locale. Il s'agit d'une variable d'humidité PW% (combinaison de l'eau précipitable et de l'humidité relative) que l'on compare au géopotentiel 850 Hpa à 12 et 24 heures. Bontron (2004) a montré que la prise en compte de cette seconde variable d'analogie permettait d'augmenter les performances (elles passent de 38% par rapport à la climatologie à 43% [1] lorsque l'on prend en compte PW%.

Les horizons de prévisions D'après Bontron (2004), la méthode des analogues peut être utilisée avec des algorithmes complémentaires. Pour des horizons de prévisions pouvant aller jusqu'à J+5 ou J+6, une sélection sur des analogies du premier ordre est relativement robuste. Pour des horizons de prévision plus courts (J, J+1, J+2), cette première sélection peut être affinée par une sélection sur la seconde variable d'analogie ce qui permet d'obtenir des prévisions plus fiables.

Les groupes de pluviomètres : choix du bassin La méthodes des analogues a été optimisée pour des pluies moyennes sur des bassins ou groupements pluviométriques d'une taille comprise entre 400 et 1 000 km^2.

Caractéristiques des analogues Quatre groupements de pluviomètres ont été réalisés sur le bassin de la Loire. Celui de la « Loire très supérieure » correspondant à peu près au bassin versant de la Loire à Goudet, celui de la « Loire haute » qui correspond au bassin de la Loire en amont de Chadrac (*i.e.* sans la Borne), celui du « Lignon » qui comprend le bassin du Lignon en entier (jusqu'à sa confluence avec la Loire) et enfin celui qui a été nommé « Loire moyenne » et qui correspond au bassin de la Loire à Bas-en-Basset moins celui en amont de la « Loire Haute », c'est-à dire à peu près les bassins de la Borne, de l'Arzon, de l'Anse et une partie de la rive gauche de la Loire entre Chadrac et Bas-en-Basset.

1. Ces performances relativement modestes sont expliquées, selon Bontron (2004) par une archive des niveaux d'humidités peu fiables pour les années les plus anciennes : elles devraient donc augmenter au fur et à mesure de la constitution d'archives fiables

Nous présentons dans le tableau TAB.C.15 les caractéristiques des pluies journalières contenues dans l'archive pluviométrique sur 50 ans (1954-2004) dans laquelle des journées analogues sont extraites.

	Loire Supérieure	Loire Haute	Loire Moyenne	Lignon
Pluie journalière décennale (mm)	153.1	107.0	58.2	95.4
Pluie journalière maximale (mm)	251.6	162.6	90.5	137.1
Pluie journalière : quantile 99% (mm)	48.2	35.7	25.0	32.7
Pluie journalière : quantile 95% (mm)	17.5	14.6	11.1	13.8
Pluie journalière : quantile 90% (mm)	8.6	7.9	6.6	7.8

TAB. C.15 – *Caractéristiques des archives pluviométriques (pluies journalières) des groupements dans lesquelles sont recherchées les journées analogues (période 1954-2004)*

C.10.1.2 TOPSIMPL

Présentation du modèle Ce modèle hydrologique appartient à la famille des TOPMODELs et est une version événementielle proposée par Saulnier (1996) du TOPMODEL décrit par Beven & Kirkby (1979). Il est possible d'en trouver une présentation dans de nombreux travaux (Saulnier, 1996; Datin, 1998; Zin, 2002; Obled & Zin, 2004; Le Lay, 2006).

Il ne s'agit pas ici de décrire TOPMODEL. Il est possible de rappeler les principaux éléments suivants. TOPMODEL permet de modéliser les écoulements latéraux de sub-surface à l'origine du ruissellement sur surfaces contributives. Il se base sur le concept de *similarité hydrologique* (Beven & Kirkby, 1979; Grayson *et al.*, 1992; Ambroise *et al.*, 1996) (*i.e.* des régularités dans le ciomprotement hydrologique de certaines parties du versant) qui en pratique est exprimé à travers un indice pedo-topographique λ_i :

$$\lambda_i = ln\left(\frac{A_i}{T_0 tan(\beta_i)}\right) \tag{C.58}$$

où :

i est un pixel donné

A_i est la surface du bassin drainée par le pixel i

T_0 est la transmissivité hydraulique à saturation : $T_0 = K_0 M$ (m^2/h) (*cf.* plus bas)

$tan(\beta_i)$ est la pente locale du terrain

La principale caractéristique de *TOPSIMPL* (par rapport au TOPMODEL initial) est de ne pas modéliser le débit de base : les écoulement à la sortie du modèle sont un écoulement superficiel et un écoulement de nappe de versant. Le modèle comporte deux modules : une fonction de production et une fonction de transfert. La fonction de transfert peut être soit exprimée à partir de la DPFT du bassin (*i.e.* la relation entre les pluies et les débits), soit à partir d'une analyse géomorphologique du bassin (*cf.*). La fonction de production, c'est-à-dire dans notre cas le partage entre les deux écoulement définis précédemment (écoulement superficiel & écoulement de nappe), peut être exprimée à l'aide de trois réservoirs et de quatre paramètres :

K_0 la conductivité à saturation du sol [m/h]

M le paramètre de décroissance du profil exponentiel de la conductivité à saturation [m]

SRMax la quantité d'eau qui ne participe pas à l'écoulement, *i.e.* celle piégée dans les dépressions de surface ou par les racines et celle participant à la saturation du sol du pixel (qui en fait reflète l'état initial du sol) [m]

Inter les pertes par interception et évapotranspiration [m/h]

Le premier réservoir permet de modéliser le stockage superficiel de l'eau infiltrée, l'interception et l'évapotranspiration (*i.e.* la *zone racinaire*). Ce réservoir de profondeur *SRMax* se remplit sous l'action de la pluie et se vide par l'intermédiaire du paramètre $Inter$. Si $Inter$ est supérieur à l'eau contenue dans le réservoir, alors celui-ci se vide complètement. Si la pluie après évapotranspiration (pluie nette) est supérieure à *SRMax*, alors l'eau supplémentaire va dans la *zone saturée* représentée par le second réservoir. Ce dernier a pour profondeur le déficit en eau du pixel. Par drainage gravitaire dans ce réservoir, l'eau atteint le dernier réservoir, représentant la *nappe* en fonction des paramètres hydrodynamiques K_0 et M.

$$K_0 = exp\left(-\frac{d}{M}\right) \tag{C.59}$$

C.10.2 La description pluviométrique des événements d'étude

C.10.2.1 L'événement de novembre 2002

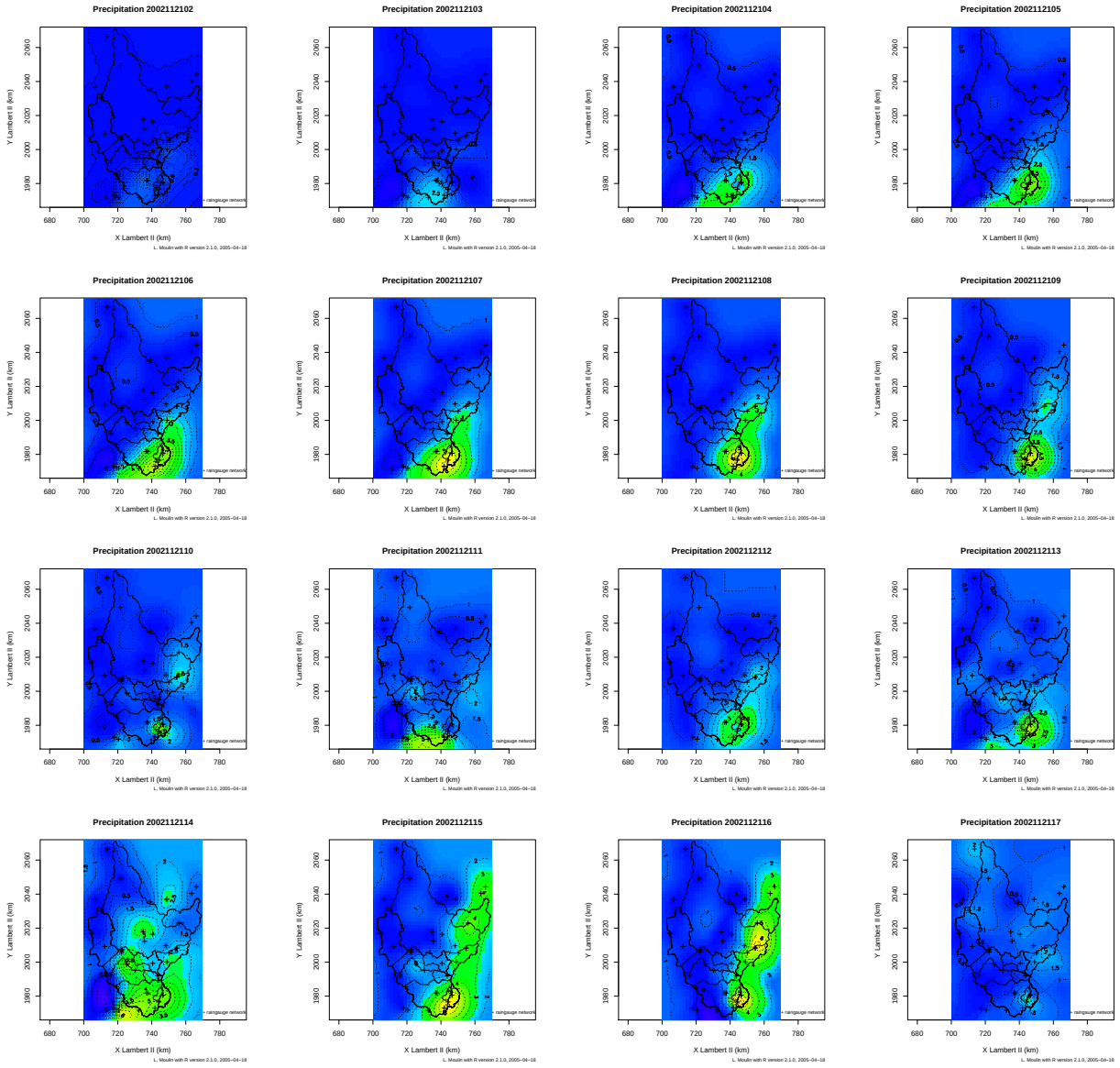


FIG. C.54 – *Lames d'eau krigées horaires lors du premier événement pluvieux de novembre 2002 : de gauche à droite, de haut en bas (Premier champ représenté : le 21 novembre à 2 heures). Le bleu (foncé) indique des pluies nulles ou faibles, le jaune (clair) indique les pluies les plus fortes.*

C.10.2.2 L'événement de décembre 2003

(Sur les pages suivantes)

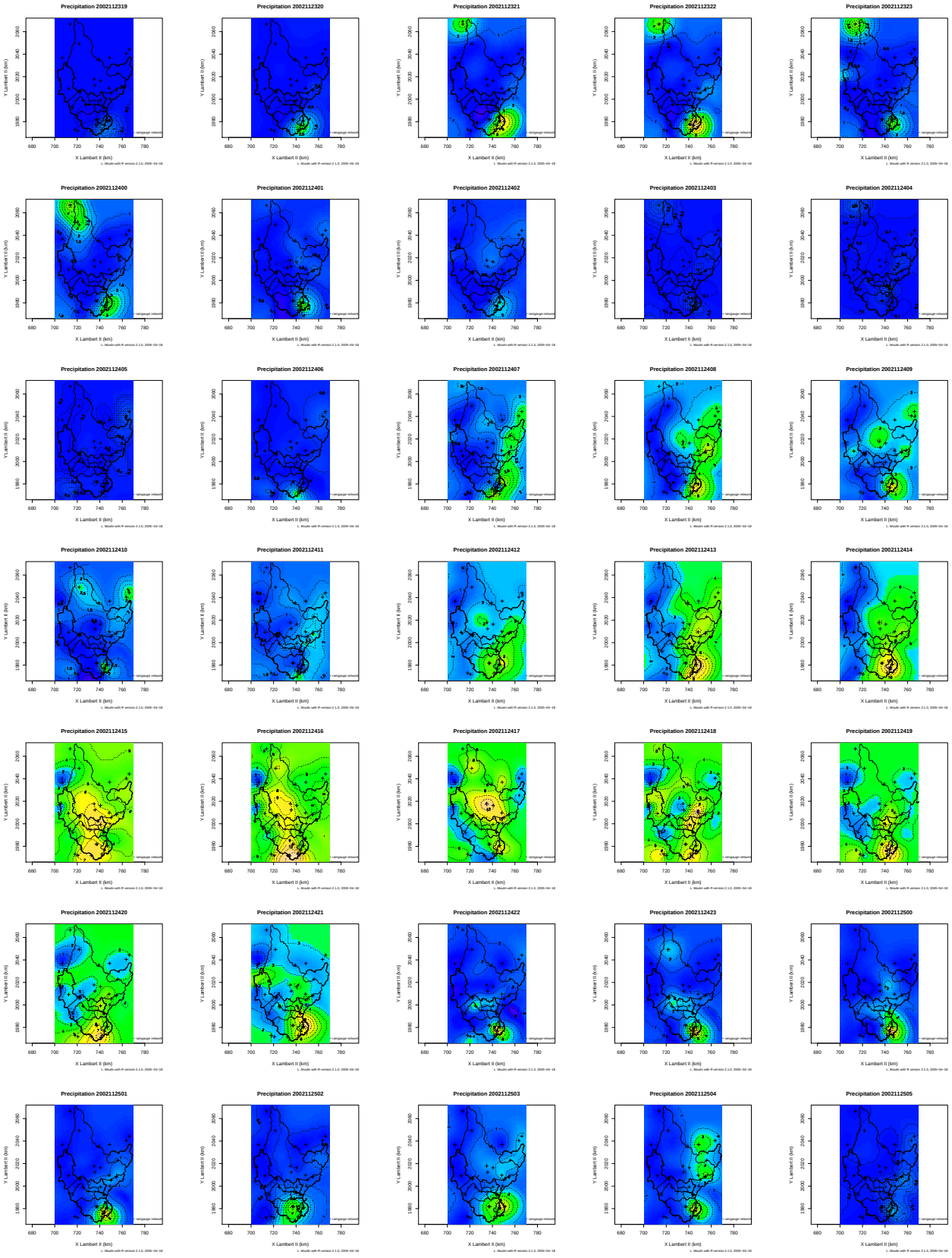


FIG. C.55 – *Lames d'eau krigées horaires lors du second événement pluvieux de novembre 2002 (premier champ représenté : le 23 novembre à 19 heures). Le bleu indique des pluies nulles ou faibles, le jaune indique les pluies les plus fortes.*

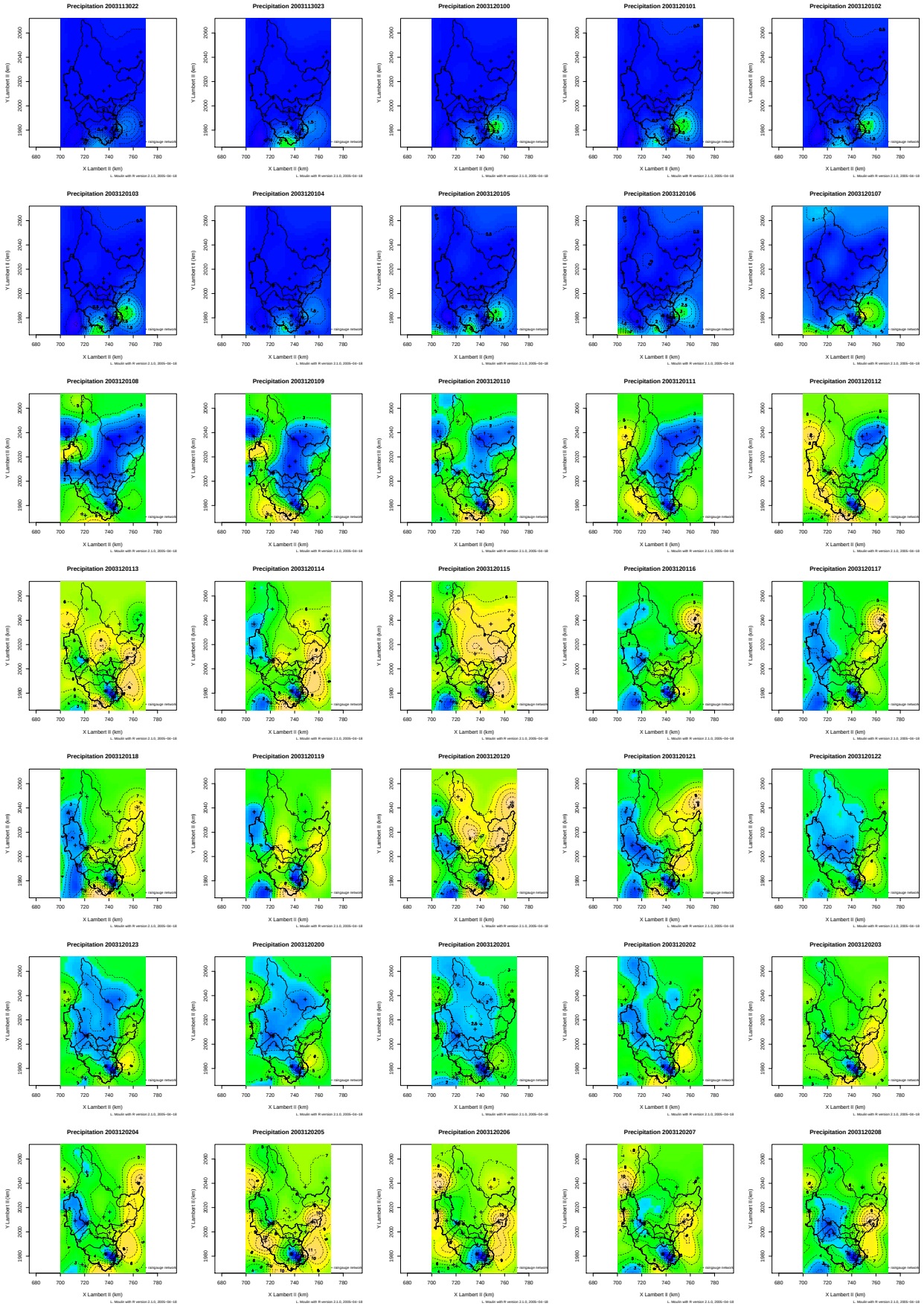


FIG. C.56 – *Pluies spatialisées horaires du 30 novembre à 22 heures au 2 décembre 8 heures*

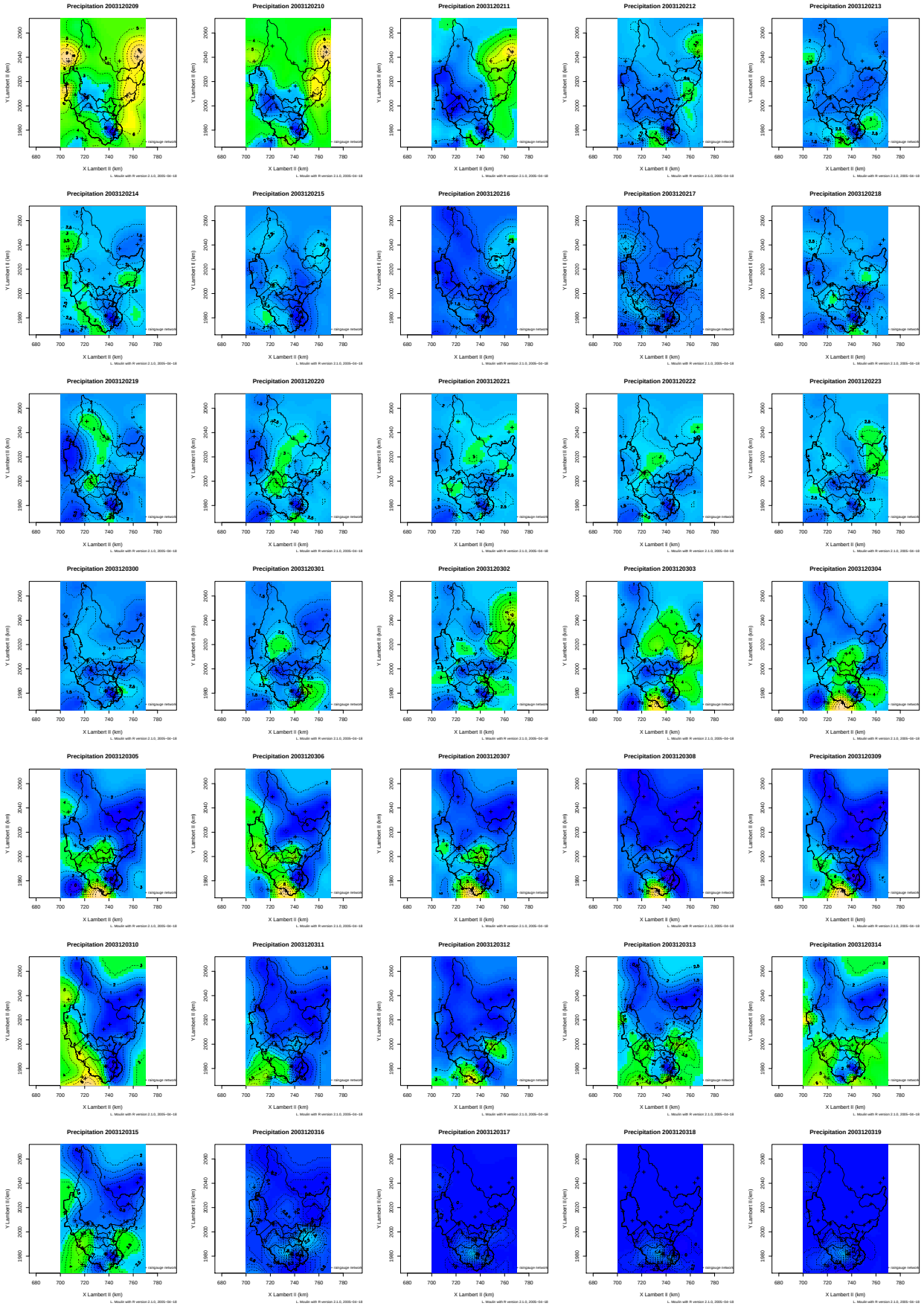


FIG. C.57 – *Pluies spatialisées horaires du 2 décembre 9 h au 3 décembre 19 h*

C.11 Quelques sources de renseignement sur internet

Les organismes chargés des aménagements

Établissement Public Loire : http://www.eptb-loire.fr/

Les établissements publics territoriaux de bassins : http://www.eptb.asso.fr/

Les barrages

Sur le barrage de Lavalette :

http://www.reseau-patrimoine.net/article.php3?id_article=435

http://www.stephanoise-eaux.fr/download/RAPPORT_ANNUEL_2005.pdf

Sur la barrage de la Palisse et le complexe de Montpezat :

http://www.industrie.gouv.fr/energie/hydro/f1_bar.htm

http://www.hautevalleedelaloire.com/valleegeneral/description/hydrologie.htm

Sur les éclusées : http://www.lyon.cemagref.fr/doc/these/valentin/valentin2.pdf

Le bassin de la Loire

Le Site de Natura2000 : http://natura2000.environnement.gouv.fr/

Typologie des paysages de la Loire amont :

http://chinonais.websanslimit.net/paysages/10ep/page13/page13.html

http://chinonais.websanslimit.net/paysages/10ep/page14/page14.html

Sur le bassin de la Loire et l'approche environementale :

http://www.loirenature.org

Sur la Borne, le lac de Malaguet, le Mont Bar:

http://perso.orange.fr/remi.tartas/html/SITE.htm

Sur la gestion intégrée de ces bassins (SAGE et Contrats Rivière) : http://www.ode43.fr/

Principaux documents liés aux aménagements du bassin de la Loire :

http://www.eptb-loire.fr/histoire/principaux_docs_refs.asp

Sur les plans d'eau en Haute-Loire et sur la loire elle-même :

http://www.haute-loire.pref.gouv.fr/pages-2001/environnement-environnement-peche-arrete.htm

Sur les pluies et les crues extrêmes

CR-ROM Météo-France sur les pluies extrêmes – partiellement en ligne :

http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom/cartes_pluviometriques/cartepluv.htm

Sur la crue du 11 novembre 1996, les aménagements de Brives-Charensac :

http://www.rivernet.org/loire/blletinslv/sosbu31.htm

Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais

http://www.lthe.hmg.inpg.fr/OHM-CV/index.php

Sites internet:

National Weather Service : http://www.weather.gov/

Sur le risque inondation (département de la Loire)

http://www.loire.equipement.gouv.fr/IMG/pdf/inondations_cle6b318d.pdf

Table des figures

Figures de la partie I **13**

1.1 Les différentes méthodes/échéances de prévisions des crues. 19
1.2 Contribution des différents pas de temps de pluie à la formation des débits 22
1.3 Exemple de prévisions à Goudet, selon le scénario de précipitations futures 23

2.1 Présentation du bassin de la Loire Supérieure 27
2.2 Carte géologique de la Loire Supérieure 28
2.3 Les cours d'eau du bassin de la Loire supérieure. 30
2.4 Profil en long de la Loire et de ses principaux affluents 31
2.5 Exemple d'influence des débits par les ouvrages à Bas-en-Basset 32
2.6 Les usages des sols sur les bassins de la Loire en amont de Bas-en-Basset 34
2.7 Nombre de jours avec un cumul de pluie supérieur à 200 mm 37
2.8 Précipitations moyennes annuelles 38
2.9 Exemple de deux pluviographes soumis à des influences différentes 39
2.10 Variation des lames d'eau écoulées et précipitées selon la période de l'année 40
2.11 Saisonnalité des crues sur la Loire supérieure 41
2.12 Variabilité dans la forme des crues 42
2.13 Courbes enveloppes des crues maximales (monde) 47
2.14 Courbes enveloppes des crues maximales (Europe) 48

3.1 Carte des stations de mesures de la pluie au sol 53
3.2 Évolution du nombre de pluviographes disponibles pour cette étude 54
3.3 Pluies cumulées : événement de septembre 1993 56
3.4 Jaugeages à Besseyre sur la Gazeille 57
3.5 Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Bas-en-Basset 59
3.6 Exemple de mise à pas de temps fixe des chroniques de débits. 63
3.7 Extrait du pluviogramme à Lanarce (sept 1980) 64
3.8 Évolution des débits au cours de la crue de septembre 1993. 67
3.9 Ensemble des débits à Bas-en-Basset 68

4.1 Evenements de crues par rapport à l'ensemble de la chronique 72
4.2 Évolution du nombre d'événements sélectionnés par bassin selon le seuil 75
4.3 Répartition des épisodes sélectionnés selon l'année. 77
4.4 Répartition des épisodes sélectionnés selon le mois de l'année 77
4.5 Répartition des épisodes sélectionnés selon leur durée 78

4.6 Gammes de variations des cumuls sur 24 heures de pluies par bassin 79
4.7 Gamme de variation des pluies spatiales maximales en une heure 79
4.8 Nombre d'épisodes selon la valeur du seuil sur les débits 80
4.9 Nombre d'épisodes selon la valeur du seuil sur les pluies moyennes 80
4.10 Synthèse des types d'événements sélectionnés par bassin. 82

Figures de la partie II **87**

5.1 Exemple de prévision avec un modèle de persistance 91
5.2 Représentation des performances des différents modèles. 96
5.3 Comparaison à 1 heure, des modèles à RNA, linéaires, conceptuel et de persistance 97
5.4 Comparaison à 3 heures, des modèles à RNA, linéaires, conceptuel et de persistance 98
5.5 RNA : Exemple de résultats (NSE) avec la validation croisée 100
5.6 Évolution des NSE selon l'horizon de prévision (1e partie) 103
5.7 Évolution des NSE selon l'horizon de prévision (1e partie) 104
5.8 Prévisions pour les crues de novembre 1996 et 2002 108
5.9 Exemple de surcalage des RNA à Bas-en-Basset 110

6.1 Crue de novembre 1996 simulée au Chambon sur Lignon : 3 modèles 119
6.2 Crue de novembre 1996 simulée au Chambon sur Lignon : 3 autres modèles 119
6.3 Crue de novembre 1996 simulée à Rieutord 120
6.4 Crue de mai 1999 simulée à Espaly 120
6.5 Critères de dépassement selon le seuil et le modèle hydrologique 124
6.6 Pourcentages de crues satisfaisantes selon différentes erreurs tolérées 126
6.7 Influence d'un critère d'erreur sur un autre 127
6.8 Pourcentage de réussite selon le type de crue (pic & volumes) 128
6.9 Pourcentage de réussite selon le type de crue (timing) 128
6.10 Performances des différents modèles (tous les bassins, toutes crues confondues). 129
6.11 Performances des différents modèles sur les crues de type 1, 3 & 4 (tous les bassins). . . . 130
6.12 Pourcentage de crues satisfaisantes du point de vue des trois critères 131
6.13 Les différentes situations envisagées pour l'évaluation des prévisions de tendances. 133
6.14 Exemple d'évaluation des prévisions de tendances. 134
6.15 Variation de débit prévue *vs* Variation de débit observée 134
6.16 Performances (tendances) selon le bassin, le modèle et le type d'évaluation 136
6.17 Relation entre les performances en prévision de tendances et la superficie du bassin 137
6.18 Performances en prévision de tendances (en montée) et superficie du bassin 137
6.19 Performances en prévision de tendances et superficie du bassin, par modèle 138

Figures de la partie III **143**

6.20 Problème de l'estimation d'une PMS de bassin à partir d'un échantillonnage de valeurs . . 147

7.1 Carte des ECT pour les pas de temps horaire et journalier 161
7.2 Évolution du pourcentage de pixels dont ECT est inférieur à un seuil donné 162
7.3 Exemple d'ajustement du semi-variogramme 163
7.4 Distribution théorique des erreurs d'estimation standardisées. 165
7.5 Localisation des quatre postes de validation croisée 166

7.6 Evolution de l'écart-type de krigeage pour 2 postes de validation croisée 167
7.7 Champ pluvieux et mesure ponctuelle 168
7.8 Approximation des valeurs mesurés aux nœuds de grille les plus proches 169
7.9 Comparaison des distributions des erreurs d'estimation standardisées empiriques et théoriques 170
7.10 Le problème des *« pluies négatives »* 172
7.11 Comparaison des quantiles des valeurs reconstituées et des valeurs mesurées 172
7.12 Comparaison des valeurs reconstituées et des valeurs mesurées (P>5mm) pour les 4 postes 173
7.13 Distributions des erreurs empiriques et théoriques pour le poste de Goudet : exemples. . . . 175
7.14 Distribution des erreurs standardisées empiriques et théoriques pour Goudet : exemples . . 176
7.15 Valeur de l'erreur standardisée en fonction de la valeur mesurée 178
7.16 Erreurs standardisées ε_i^k et écarts-types du champ σ_k. 179
7.17 Synthèse des différentes étapes conduisant à la validation croisée 180

8.1 Exemples de passages de cellules orageuses au-dessus ou entre les pluviomètres 188
8.2 Synthèse des différentes étapes conduisant à obtenir des PMS bruitées 190
8.3 Erreurs d'estimation vraies et standardisées 191
8.4 Fonction d'auto-corrélation des erreurs d'estimation 191
8.5 Autocorrélation des erreurs standardisées selon la valeur de l'écart type d'estimation théorique 195
8.6 Goudet : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation ρ 198

9.1 Exemple de pluies moyennes de bassin obtenues avec le modèle d'erreur. 207
9.2 Intervalles de variations de PMS obtenues avec le modèle d'erreur : quelques exemples . . 208
9.3 Exemple de sorties de la propagation des incertitudes sur la PMS 209
9.4 Relation entre la valeur du pic de crue déterministe et l'amplitude de l'intervalle à 90% . . 210
9.5 Valeur du critère de dispersion selon le débit simulé déterministe 211
9.6 Relation entre les critères de dispersion obtenus avec GR4J et avec TOPM. 211
9.7 Passage des simulations d'ensemble à des intervalles de confiance 212
9.8 Visualisation des débits observés et simulés tenant compte des incertitudes sur les PMS . . 213
9.9 Q5 et Q95 en fonction du débit mesuré. 215
9.10 Crue de décembre 2003 : une erreur liée au modèle ? 216
9.11 Crue d'octobre 1993 : une erreur liée à la spatialisation ? 216
9.12 Crue de septembre 1992 : une pluie trop ponctuelle ? 217

10.1 Présentation générale d'une chaîne de prévision hydrométéorologique 226
10.2 Variables du générateur stochastique de précipitations 231
10.3 Exemple de calage du générateur stochastique de précipitations 231
10.4 Trasnformation de la loi de distribution des PQPF en densités de probabilités 233
10.5 Utilisation du générateur stochastique de pluie pour produire des scénarios de précipitations 233
10.6 Présentation des distributions des cumuls de précipitations (1er cas) 234
10.7 Présentation des distributions des cumuls de précipitations (2e cas) 235
10.8 Présentation des distributions des cumuls de précipitations (3e cas) 236
10.9 Passage des simulations d'ensemble aux quantiles prévus 237
10.10 Description de la présentation des prévisions de débits 237
10.11 Présentation des prévisions de débits (3 cas) 238
10.12 Fonctions de transfert identifiées avec la DPFT 239
10.13 Prévisions des analogues sur la crue de novembre 2002 242

10.14Comparaison des prévisions analogues aux lames calculées 243
10.15Prévision de la crue de novembre 2002 (1e partie) : les prévisions 245
10.16Prévision de la crue de novembre 2002 (1e partie) : les observations 246
10.17Prévision de la crue de novembre 2002 (2e partie) : les prévisions seules 247
10.18Prévision de la crue de novembre 2002 (2e partie) : comparaison aux observations 248
10.19Prévision du dépassement de seuil pour la mise en alerte 249
10.20Prévision de la fin de la crue 250
10.21Prévisions des analogues pour la crue de décembre 2003 253
10.22Comparaison des prévisions analogues avec les valeurs observées (crue de décembre 2003) 254
10.23Prévision de la crue de décembre 2003 (1e partie) : les prévisions seules 256
10.24Prévision de la crue de décembre 2003 (1e partie) : la comparaison aux observations. . . . 257
10.25Prévision de la crue de décembre 2003 (2e partie) : les prévisions seules. 258
10.26Prévision de la crue de décembre 2003 (2e partie) : la comparaison aux *« observations »*. . 259
10.27Prévision de la crue de décembre 2003 (3e partie) : les prévisions seules. 260
10.28Prévision de la crue de décembre 2003 (3e partie) : la comparaison aux *« observations »*. . 261
10.29Crue de décembre 2003 : prévision du dépassement de seuil 264

Figures de l'annexe A 295

A.1 Les pentes sur le bassin de la Loire supérieure 302
A.2 Formation géologique du bassin de la Loire Supérieure 303
A.3 Provinces volcaniques cénozoïques d'Europe 303
A.4 Provinces volcaniques du Massif Central 304
A.5 Âges des principaux ensembles volcaniques du Massif Central 304
A.6 Carte des aquifères de l'Auvergne. 305
A.7 Découpage des cartes géologiques de cette région 305
A.8 Classification par type de temps selon Paquet *et al.* (2006) : champs synoptiques à 1000 hPa. 307
A.9 Configuration propice aux événements de pluies intenses sur les Cévennes 308
A.10 Principales lignes de relief et trajectoires les plus fréquentes de courants perturbés 309
A.11 Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Goudet 310
A.12 Usages des sols sur la partie sud du bassin 311
A.13 Schéma du complexe de Montpezat (Source : l'Eveil du Velay). 312
A.14 Ensemble des débits à Goudet 312
A.15 Relation hauteur–débit de la Loire à Goudet 313
A.16 Caractéristiques des crues sélectionnées à Goudet. 313
A.17 Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Rieutord 314
A.18 Ensemble des débits à Rieutord (1983-2002 315
A.19 Caractéristiques des crues sélectionnées à Rieutord 315
A.20 Lames d'eau annuelles écoulées à Rieutord 316
A.21 Topographie : le Tauron à Cros de Géorand 317
A.22 Ensemble des débits à Cros de Géorand. 317
A.23 Lame annuelle écoulée à Cros de Géorand 318
A.24 Caractéristiques des crues sélectionnées à Cros de Géorand 318
A.25 Topographie et hydrographie du bassin de la Gazeille à Besseyre 319
A.26 Courbe de tarage de la Gazeille à Besseyre. 320
A.27 Ensemble des débits à Besseyre. 320

A.28 Caractéristiques des crues sélectionnées à Besseyre. 321
A.29 Topographie et hydrographie du bassin de la Gagne à Pandraux 322
A.30 Usages des sols sur la partie centrale du bassin. 323
A.31 Relation hauteur-débit aux Pandraux 323
A.32 Ensemble des débits aux Pandraux 324
A.33 Caractéristiques des crues sélectionnées aux Pandraux. 324
A.34 Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Coubon. 325
A.35 Relation hauteur–débit pour la Loire à Coubon 326
A.36 Ensemble des débits à Coubon 326
A.37 Caractéristiques des crues sélectionnées à Coubon. 327
A.38 Topographie et hydrographie du bassin de la Borne Occidentale à Espaly. 328
A.39 Usages des sols sur le bassin de la Borne. 329
A.40 Relation hauteur–débit de la Borne occidentale à Espaly-Saint-Marcel 329
A.41 Ensemble des débits à Espaly 330
A.42 Caractéristiques des crues sélectionnées à Espaly. 330
A.43 Les postes pluviographiques disponibles sur la partie ouest du bassin. 331
A.44 Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Chadrac. 332
A.45 Relation hauteur débit pour la Loire à Chadrac 333
A.46 Ensemble des débits à Chadrac 333
A.47 Caractéristiques des crues sélectionnées à Chadrac. 334
A.48 Topographie et hydrographie de la Loire en amont de la confluence avec la Borne. 334
A.49 Topographie et hydrographie du bassin du Lignon au Chambon sur Lignon. 337
A.50 Les gorges du Lignon. 338
A.51 Usages des sols sur le bassin du Lignon. 339
A.52 Relation hauteur-débit pour le Lignon au Chambon-sur-Lignon 340
A.53 Ensemble des débits au Chambon-sur-Lignon 341
A.54 Caractéristiques des crues sélectionnées à Chambon. 341
A.55 Topographie et hydrographie de la Dunière à Vaubarlet. 342
A.56 Relation hauteur-débit pour la Dunière à Vaubarlet 343
A.57 Ensemble des débits à Vaubarlet. 343
A.58 Caractéristiques des crues sélectionnées à Vaubarlet. 344
A.59 Usages des sols sur la partie nord-ouest du bassin. 345
A.60 Topographie et hydrographie du bassin de la Loire à Bas-en-Basset. 346
A.61 Relation hauteur-débit pour la Loire à Bas-en-Basset 347
A.62 Ensemble des débits à Bas-en-Basset 347
A.63 Caractéristiques des crues sélectionnées à Bas-en-Basset. 348
A.64 Histogrammes des interdistances entre les pluviomètres horaires 352
A.65 Disponibilité des données pluviographiques et hydrométriques selon les années 353
A.66 Évolution des totaux annuels de pluie par poste pluviographique 354
A.67 Evolution des précipitations annuelles au cours du temps 355
A.68 Pluviomètre et pluviographe à la station des Estables 357
A.69 Valeurs mensuelles à fix : comparaison de la 358
A.70 Valeurs de lames d'eau annuelles au Lac d'Issarlès 359
A.71 Valeurs de lames d'eau annuelles à Ste Eulalie 359
A.72 Corrélation entre les écarts-types des séries et les valeurs des lames moyennes annuelles . 362

A.73 Le gradex : carte et calculs . . . 363
A.74 Différence des lames d'eau mensuelles de 3 postes proches . . . 364
A.75 Variation mensuelle des données interannuelles . . . 365
A.76 Les postes pluviographiques disponibles sur la partie sud du bassin. . . . 367
A.77 Comparaison des lames d'eau annuelles précipitées sur les bassins amont . . . 369
A.78 comparaison des pluies mensuelles de bassins . . . 370
A.79 Evolution des lames d'eau annuelles sur différents bassins . . . 372
A.80 Mise en relation des données de pluies et de débits. . . . 373
A.81 Corrélation des données de pluies désagrégées . . . 375
A.82 Evolution du coefficient d'auto-corrélation temporelle . . . 376
A.83 Valeurs des coefficients de corrélation avec des données nulles ou non . . . 376
A.84 Corrélogramme des postes par réseau . . . 377
A.85 Répartition des coefficients de corrélation temporelle . . . 377
A.86 Courbes des moyennes annuelles des températures journalières . . . 379
A.87 Comparaison de différents calculs de l'ETP . . . 380
A.88 Comparaison avec les valeurs d'ETP de la littérature . . . 381
A.89 Lames écoulée et précipitée à Bas-en-Basset . . . 381
A.90 Variations mensuelles de l'ETP dans le Massif Central : exemple. . . . 382
A.91 Distribution des débits (1983-2002) pour la Loire à Rieutord. . . . 384
A.92 Variabilité interannuelle des débits : exemple du Tauron à Cros de Géorand . . . 385
A.93 Exemple d'erreurs typiques rencontrées dans les données . . . 386
A.94 Comparaisons des données de débits de l'amont vers l'aval . . . 386
A.95 Relation entre les débits de pointe à Bas-en-Basset et à Chadrac. . . . 387
A.96 Relation entre les débits de pointe à Bas-en-Basset et à l'amont. . . . 387
A.97 Relation entre les débits de pointe à Chadrac et Coubon. . . . 388
A.98 Relation entre les débits de pointe à Chadrac et à l'amont. . . . 388
A.99 Relation entre les débits de pointe à Chadrac et Goudet. . . . 389
A.100 Relation entre les débits de pointe à Chadrac et à l'amont avant 1998. . . . 389
A.101 Relation entre les débits de pointe à Coubon et à Goudet. . . . 390
A.102 Relation entre les débits de pointe à Coubon et à l'amont. . . . 390
A.103 Crue de Septembre 1980 au pont de Brives . . . 398
A.104 Les dégâts récents engendrés par les crues éclairs (Source : Montz & Gruntfest (2002)). . . . 400

Figures de l'annexe B 405

B.1 Choix des données des modèles linéaires (1) . . . 426
B.2 Choix des données des modèles linéaires (2) . . . 427
B.3 Choix des données des modèles linéaires (3) . . . 428
B.4 Choix des données des modèles linéaires (4) . . . 429
B.5 Répartition des poids des modèles ARX entre les données de pluies et de débits . . . 436
B.6 Répartition sur l'ensemble des bassins, des poids des données de pluies et de débits . . . 437
B.7 La crue de novembre 1996 . . . 439
B.8 Modèle ARX : crue de novembre 1996 à Vaubarlet et au Chambon . . . 440
B.9 Structure d'un modèle de neurone artificiel . . . 445
B.10 Exemple de réseau de neurones multi-couches (Source : Gaume & Gosset (2003)). . . . 445
B.11 Exemple de *« surajustement »* des réseaux neuronaux. . . . 446

B.12 RNA : NSE en calage et contrôle à 1 heure 459
B.13 RNA : NSE en calage et contrôle à 3 heures 460
B.14 RNA : Exemple de résultats (NSE) avec la validation croisée 462
B.15 RNA : Qualité des résultats avec la validation croisée 463
B.16 Performances de la validation croisée 464
B.17 RNA : Résultats moyens selon l'horizon de prévision 465
B.18 RNA : Résultats par bassin selon l'horizon de prévision 465
B.19 RNA : Exemple de débits prévus à Bas-en-Basset à 1 heure et à 3 heures. 466
B.20 RNA : Exemple de débits prévus à Besseyre à 1 heure et à 3 heures. 467
B.21 RNA : Hydrogrammes prévus à Bas-en-Basset (à gauche) et à Besseyre (à droite). 467
B.22 Exemple d'hydrogramme prévu avec un RNA surcalé à 2 neurones cachés 468
B.23 Débits prévus par les RNA à 1 h et à 4 h à Rieutord 469
B.24 Architecture du modèle CREC (Source : Perrin (2000)). 473
B.25 Architecture du modèle GR4J (Source : Mathevet (2005)). 474
B.26 Architecture du modèle IHAC (Source : Perrin (2000)). 475
B.27 Architecture du modèle HBV0 (Source : Mathevet (2005)). 476
B.28 Architecture des modèles TOPM (en haut) et TOP6 (en bas) (Source : Mathevet (2005)). . 478
B.29 Performances en calages-contrôles à Rieutord (GR4J) 481
B.30 Relation entre les performances en calage et en contrôle. (Rieutord, GR4J) 482
B.31 Paramètre vs NSE en calage (Rieutord, GR4J) 483
B.32 Evolution des valeurs des paramètres au cours du temps (Rieutord, GR4J) 484
B.33 Performances en calages-contrôles à Chambon sur Lignon (GR4J & HBV0) 485
B.34 Exemple d'optimums locaux lors du calage 485
B.35 GR4J : Paramètres en fonction de NSE et boxplot des paramètres 487
B.36 Paramètre vs NSE : Chambon, IHAC & Rieutord HBV0 488
B.37 Paramètres transformés vs NSE en calage et contrôle (Cros, HBV0 & TOPM) 489
B.38 HBV0 : Analyse de sensibilité des paramètres 490
B.39 Dégradation des performances lors du passage des calages aux validations 492
B.40 Perfornamces (NSE) moyennes pour chacun des bassins et chacun des modèles. 492
B.41 Moyennes et médianes des performances (NSE) en validation par modèle. 493
B.42 NSE en moyenne sur les 11 bassins pour des horizons de prévision de 1h, 2h et 3h 494
B.43 Moyennes par bassins et pour 3 horizons de prévision, des NSE obtenus par les 6 modèles 494
B.44 NSE obtenues par bassin par chacun des modèles sans mise à jour, puis avec une mise à jour. 495
B.45 Représentation des performances sur les variations de débits 499
B.46 Comparaison des efficacités en prévision de variation de débits 500
B.47 Crue de novembre 1996 simulée à Rieutord 501
B.48 Crue de novembre 1996 simulée au Chambon sur Lignon 502
B.49 Crue de décembre 2003 simulée au Chambon sur Lignon 504
B.50 Crue de mai 1999 simulée à Espaly 505
B.51 Critères de détection de dépassement de seuils (4 seuils) 512
B.52 Pourcentage d'erreur réalisé sur l'estimation du pic de crue 520
B.53 Pourcentage d'erreur réalisée sur l'estimation du volume de la crue 521
B.54 Valeur absolue de l'erreur réalisée sur l'estimation du timing du pic de crue 522
B.55 Performances des différents modèles sur les crues de type 2, 5 & 6 (tous les bassins) 523
B.56 Performances sur les timings des selon le type de crue 524

Figures de l'annexe C 525

C.1 Comportements du variogramme à l'origine et aux faibles distances 531
C.2 Elements clés d'un modèle de variogramme 531
C.3 Modèles théoriques de semi-variogrammes 533
C.4 Relation entre la surface du bassin et l'incertitude sur la lame d'eau moyenne 538
C.5 Relation entre la surface du bassin et le nombre de postes présents 538
C.6 Valeurs des pluies ponctuelles observées pour des valeurs de pluies reconstituées négatives. 543
C.7 Erreurs empiriques et théoriques pour Fay 546
C.8 Erreurs empiriques et théoriques pour Goudet 546
C.9 Erreurs empiriques et théoriques pour Machabert 547
C.10 Erreurs empiriques et théoriques pour Mazet 547
C.11 Comparaison des erreurs standardisées pour Fay 549
C.12 Comparaison des erreurs standardisées pour Goudet 549
C.13 Comparaison des erreurs standardisées pour Machabert 550
C.14 Comparaison des erreurs standardisées pour Mazet 550
C.15 Goudet : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation ρ 565
C.16 Machabert : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation ρ 566
C.17 Mazet : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation ρ 567
C.18 Fay : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation ρ . . 568
C.19 Fay : caractéristiques des erreurs pour différentes valeurs du coefficient de corrélation ρ . . 569
C.20 Crue de novembre 1984 571
C.21 Crue d'avril 1987 572
C.22 Crue d'octobre 1987 573
C.23 Crue de mars 1988 574
C.24 Crue de mai 1988 575
C.25 Crue de avril 1989 576
C.26 Crue de mars 1991 577
C.27 Crue de juin 1992 578
C.28 Crue de septembre 1992 579
C.29 Crue de mai 1993 580
C.30 Crue de septembre 1993 581
C.31 Crue d'octobre 1993 582
C.32 Crue de septembre 1994 583
C.33 Crue d'octobre 1994 584
C.34 Crue de novembre 1994 585
C.35 Crue de mai 1995 586
C.36 Crue de janvier 1996 587
C.37 Crue de novembre 1996 588
C.38 Crue de novembre 1997 589
C.39 Crue de décembre 1997 590
C.40 Crue de mai 1999 591
C.41 Crue de octobre 1999 592
C.42 Crue de septembre 2000 593
C.43 Crue d'octobre 2001 594

C.44 Crue de novembre 2002 595
C.45 Crue de décembre 2003 596
C.46 Crues simulées au Chambon : avec et sans prise en compte des dépendances temporelles . 599
C.47 Crues simulées à Bas-en-Basset : avec et sans prise en compte des dépendances temporelles 600
C.48 Crues simulées à Rieutord : avec et sans prise en compte des dépendances temporelles . . . 601
C.49 Valeur du critère de dispersion selon le bassin, le mois de l'année et l'année 602
C.50 Relation entre les critères de dispersion obtenus pour une même crue mais sur des bassins différents 603
C.51 Quelques exemple de crues à forts critères de dispersion 604
C.52 Relation entre la valeur du pic de crue observé et l'amplitude de l'intervalle à 90% 605
C.53 Valeurs du critères de dispersion par rapport au débit observé selon l'année, le mois 605
C.54 Lames d'eau krigées horaires lors du premier événement pluvieux de novembre 2002 : de gauche à droite, de haut en bas (Premier champ représenté : le 21 novembre à 2 heures). Le bleu (foncé) indique des pluies nulles ou faibles, le jaune (clair) indique les pluies les plus fortes. 609
C.55 Lames d'eau krigées horaires lors du second événement pluvieux de novembre 2002 (premier champ représenté : le 23 novembre à 19 heures). Le bleu indique des pluies nulles ou faibles, le jaune indique les pluies les plus fortes. 610
C.56 Pluies spatialisées horaires du 30 novembre à 22 heures au 2 décembre 8 heures 611
C.57 Pluies spatialisées horaires du 2 décembre 9 h au 3 décembre 19 h 612

Liste des tableaux

Tableaux de la partie I **13**

2.1 Utilisation des sols en 2003 33
2.2 Caractéristiques des plus fortes pluies ponctuelles observées 37

3.1 Données de débits disponibles 57
3.2 Récapitulatif des caractéristiques des débits des bassins d'étude 67

4.1 Seuils de sélection des événements sur les pluies ponctuelles. 73
4.2 Valeurs des coefficients *k* correspondant à des seuils de débits existants 75
4.3 Caractéristiques des trois principaux événements 76
4.4 Répartition des épisodes sélectionnés par type d'événement 76

Tableaux de la partie II **87**

5.1 Classement des différentes modélisations à une échéance de 6 heures 102
5.2 Analyse sur les options de modélisation selon l'horizon de prévision requis 106

6.1 Différentes situations pour l'évaluation des modèles vis-à-vis d'un dépassement de seuil . 121
6.2 Exemple de tableau de synthèse des résultats sur les dépassements 123
6.3 Définition des types de crues et pourcentage de crues correspondants entre crochets. 125
6.4 Critères utilisés pour deux évaluations des caractéristiques de crues. 131
6.5 Les différentes situations et leur prise en compte dans les deux types d'évaluations. 133
6.6 Performances (en tendances) pour chacun des modèles et chacun des bassins 135

Tableaux de la partie III **143**

7.1 Moyennes, écarts-types et maxima des séries des pluies observées et des pluies reconstituées 171
7.2 Pourcentages de valeurs dans différents intervalles de confiance 174
7.3 Comparaison des moyennes et écarts types des valeurs reconstituées et des valeurs simulées 175
7.4 Caractéristiques des erreurs d'estimation : toutes les données et données robustes 177
7.5 Pourcentages de valeurs dans différents intervalles de confiance 177

8.1 Variances des erreurs selon ρ (Goudet, 20 tirages) 198

9.1 Pourcentage de Qobs compris dans les intervalles de confiance à 80 et 95% 212
9.2 Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils, à partir des simulations d'ensemble . 214

9.3 Nombre de crues dont le pic est dans l'intervalle de confiance à 90%. 214

10.1 Seuils références de la DDE43 pour la Borne à Espaly et la Loire à Chadrac 238
10.2 Caractéristiques des épisodes de crues choisis 239
10.3 Informations fournies par Météo-France sur les précipitations 251

Tableaux de l'annexe A **295**

A.1 Indice de compacité des différents bassins 300
A.2 Stations pluviographiques du réseau CRISTAL. 350
A.3 Autres données de précipitations horaires recueillies. 350
A.4 Données de précipitations journalières disponibles. 351
A.5 Comparaison des pluies interannuelles avec les valeurs de la littérature 356
A.6 Lames d'eau annuelles moyennes (pluviographes utilisés pour cette étude) 360
A.7 Lames d'eau annuelles moyennes (Grelat, 2002) 360
A.8 Lames d'eau annuelles moyennes (pluviomètres Météo-France 1954-2004) 361
A.9 Valeurs du GRADEX par poste pluviométrique 363
A.10 Comparaison des pluies de bassin annuelles : données horaires vs climatologie 371
A.11 Données de températures disponibles et principales caractéristiques 379
A.12 Comparaison des débits de notre jeu de données *vs* des études antérieures 383
A.13 Eléments caractéristiques de la crue de septembre 1980 396
A.14 Cumuls (> 150 mm) enregistrés lors de l'épisode de sept. 1980 397
A.15 Synthèse des informations sur la crue de septembre 1980 398
A.16 Bandes de fréuances de radars météorlogiques (Source: WMO (1994)) 401

Tableaux de l'annexe B **405**

B.1 Complexité des modèles utilisés 408
B.2 Caractéristiques des périodes d'étude (modèles linéaires) 418
B.3 Caractéristiques des périodes d'étude (modèles linéaires) 422
B.4 Temps caractéristiques des bassins. 423
B.5 Présentation des modèles linéaires testés. 424
B.6 Comparaison de différents modèles linéaires à Rieutord, à Besseyre et à Bas-en-Basset . . 424
B.7 Synthèse des résultats pour le choix des entrées de pluies des modèles linéaires. 430
B.8 Présentation des modèles linéaires évalués sur l'ensemble des bassins 430
B.9 Synthèse des évaluations. 431
B.10 Classement des bassins selon différents critères 432
B.11 Modèle linéaire : prévision à 1 heure avec pluie *« parfaite »*. 432
B.12 Modèle linéaire : prévision à 1 heure sans prévision de pluie 433
B.13 Modèle linéaire : prévision à 2 heures avec pluie *« parfaite »* 433
B.14 Modèle linéaire : prévision à 2 heures sans prévision de pluie 434
B.15 Paramètres des ARX (exemple) 435
B.16 Modèle ARX : critères en crues. 438
B.17 Performances (NSE) correspondant à différentes parties des hydrogrammes (seuils sur les débits). 466
B.18 Exemple de performances d'un RNA surcalé 469
B.19 GR4J : exemple des évolutions des paramètres selon la période (Rieutord) 481

B.20 Performances moyennes (NSE) des différents modèles conceptuels sur les différents bassins 491
B.21 Pourcentage de fois où le débit observé est dans l'intervalle de confiance à 80 % des débits simulés . . . 507
B.22 Pourcentage de fois où le débit observé est dans l'intervalle de confiance à 80 % des débits simulés . . . 508
B.23 Erreur de simulation comme un pourcentage du débit observé : pourcentage d'erreurs inférieures à 5% et à 20% . . . 509
B.24 Variations de CSI selon les valeurs de POD et FAR. . . . 511
B.25 Comparaison des 6 modèles selon les 4 seuils choisis pour des débits simulés à Cros de Géorand. Meilleurs jeux de paramètres retenus (en haut) et jeux de paramètres médians (en bas) . . . 513
B.26 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Cros de Géorand . . . 513
B.27 Exemple de tableau de synthèse des résultats sur les dépassements . . . 514
B.28 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Goudet . . . 514
B.29 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Besseyre . . . 515
B.30 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Coubon . . . 515
B.31 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Pandraux . . . 516
B.32 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Espaly . . . 516
B.33 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Chadrac . . . 517
B.34 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Chambon . . . 517
B.35 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Vaubarlet . . . 518
B.36 Comparaison des modèles conceptuels sur des critères de détection de dépassements de seuils à Bas-en-Basset . . . 518

Tableaux de l'annexe C **525**

C.1 Densité de postes pluviométriques par bassin et erreur théorique sur la lame d'eau . . . 539
C.2 Pourcentage de valeurs non négatives . . . 543
C.3 Moyennes, écarts-types et maxima des séries des pluies observées et des pluies reconstituées 544
C.4 Comparaison des moyennes et écarts types des valeurs reconstituées et des valeurs simulées 548
C.5 Indicateurs de la qualité d'un modèle . . . 564
C.6 Variances des erreurs selon ρ (Goudet, 20 tirages) . . . 565
C.7 Variances des erreurs selon la valeur de ρ (Machabert, 20 tirages) . . . 566
C.8 Variances des erreurs selon ρ (Mazet, 20 tirages) . . . 567
C.9 Variances des erreurs selon ρ (Fay, 20 tirages) . . . 568
C.10 Variances des erreurs selon ρ (Fay, 20 tirages) avec σ pris comme l'écart-type empirique moyen . . . 569

C.11 Pourcentage de Qobs compris dans les intervalle à 80 et 95%) 597
C.12 Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils avec prise en compte des incertitudes sur la PMS 597
C.13 Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils avec les incertitudes sur la PMS 598
C.14 Pourcentage d'erreurs inférieures à différents seuils : 5, 10, 15 et 20 % à partir des valeurs simulées avec prise en compte des incertitudes sur la pluie moyenne de bassin (intervalles de confiance à 80 et 95%) 598
C.15 Caractéristiques des archives pluviométriques (pluies journalières) des groupements dans lesquelles sont recherchées les journées analogues (période 1954-2004) 607

Table des matières

Remerciements i
Résumé / Abstract iv

INTRODUCTION GÉNÉRALE **1**

I Contexte & données **11**

1 Quelques éléments sur la prévision des crues rapides **13**
Introduction 13
1.1 Définitions 14
1.1.1 Les crues rapides ou éclair : une définition un peu floue 14
1.1.1.1 Des crues éclair. 14
1.1.1.2 . . . aux crues rapides 16
1.1.2 La prévision des crues 17
1.1.2.1 Un peu de sémantique 17
1.1.2.2 Les éléments de la prévision des crues 17
1.2 Les outils de prévision 18
1.2.1 Les différents outils 18
1.2.2 Le choix des outils 20
1.2.3 Les informations utilisées pour la prévision des crues 21
Synthèse du chapitre 24

2 La zone d'étude **25**
Introduction 25
2.1 Contexte géographique 26
2.1.1 Description physique 26
2.1.2 Description géologique et pédologique 26
2.1.3 Hydrographie 29
2.1.3.1 Présentation 29
2.1.3.2 Les ouvrages hydrauliques 29
2.1.3.3 Conclusion 33
2.1.4 L'Homme et son milieu 33
2.2 Contexte hydroclimatique 35
2.2.1 Climatologie 35
2.2.1.1 Les précipitations 36
2.2.1.2 Les températures 39

2.2.1.3 L'ensoleillement . . . 39
2.2.1.4 Les vents . . . 39
2.2.2 Hydrologie . . . 40
2.2.2.1 Les caractéristiques constantes . . . 40
2.2.2.2 La variabilité saisonnière . . . 40
2.2.2.3 La variabilité interannuelle . . . 40
2.2.2.4 Variabilité des événements de crue . . . 41
2.2.3 Les conditions de formation des crues rapides . . . 41
2.2.3.1 D'un point de vue atmosphérique . . . 42
2.2.3.2 D'un point de vue hydrologique . . . 43
2.2.4 Les enjeux liés à l'hydrologie . . . 46
2.2.4.1 La gestion de la ressource en eau . . . 46
2.2.4.2 Le risque « inondation » . . . 46
2.2.4.3 Un aléa aux caractéristiques extrêmes . . . 47
Synthèse du chapitre . . . 48

3 Les données 49
Introduction . . . 49
3.1 Présentation des données . . . 50
3.1.1 Le choix de travailler sur 11 bassins versants . . . 50
3.1.2 Origine des données disponibles . . . 50
3.1.2.1 Les réseaux à l'origine de ces données . . . 50
3.1.2.2 État du jeu de données initial et apports de ce travail . . . 51
3.1.3 Les données météorologiques . . . 51
3.1.3.1 Les données de précipitation . . . 51
3.1.3.2 Les données d'évapotranspiration . . . 55
3.1.4 Les données hydrométriques . . . 56
3.1.4.1 Le réseau . . . 56
3.1.4.2 Les erreurs et incertitudes sur les données de débits . . . 58
3.1.5 Les autres sources d'information . . . 59
3.1.5.1 La topographie . . . 59
3.1.5.2 La géologie . . . 60
3.2 Traitement et analyse des données . . . 60
3.2.1 Un comportement face aux données douteuses . . . 60
3.2.2 Le choix du pas de temps . . . 61
3.2.2.1 Désagrégation temporelle des pluies . . . 62
3.2.2.2 Mise à pas de temps fixe des débits . . . 62
3.2.3 Analyse et critique des données de pluie . . . 63
3.2.3.1 Contrôles des données comme indicateurs de la climatologie . . . 64
3.2.3.2 Contrôle des pluies de bassin calculées . . . 65
3.2.3.3 Contrôle des données de pluie par événement . . . 65
3.2.3.4 Conclusions . . . 66
3.2.4 Analyses des données de débits . . . 66
Synthèse du chapitre . . . 68

4 Les événements d'étude 71

Introduction . . . 71
4.1 Sélection des jeux de données : méthodologie . . . 71
4.1.1 Les différents types d'événements pluie-débit . . . 71
4.1.2 Une sélection sur les pluies . . . 73
4.1.3 Une sélection sur les débits . . . 74
4.1.4 Finaliser la sélection . . . 74
4.2 Analyse des jeux de données sélectionnés . . . 76
Synthèse du chapitre . . . 81
Conclusions de la partie I . . . 83

II Évaluation des modèles hydrologiques globaux conceptuels pour la prévision des crues 85
Introduction à la partie II . . . 87

5 Évaluation comparative de modèles globaux pour la modélisation des crues 89
Introduction . . . 89
5.1 Outils & méthode . . . 90
5.1.1 Les modèles comparés . . . 90
5.1.1.1 Les modèles conceptuels . . . 90
5.1.1.2 Le modèle de persistance . . . 91
5.1.1.3 Les modèles linéaires . . . 92
5.1.1.4 Les modèles de réseaux de neurones artificiels . . . 93
5.1.1.5 Synthèse . . . 93
5.1.2 Les données pour la comparaison . . . 94
5.1.3 Les critères . . . 94
5.1.3.1 Analyse quantitative sur toute la série . . . 94
5.1.3.2 Analyse qualitative sur les caractéristiques des crues . . . 95
5.2 Présentation et analyses des résultats . . . 95
5.2.1 Évaluation des performances avec les NSE . . . 95
5.2.1.1 Méthodologie . . . 95
5.2.1.2 Présentation des résultats . . . 96
5.2.1.3 Synthèse . . . 100
5.2.2 Impact de la méconnaissance de la pluie future . . . 101
5.2.2.1 Méthodologie . . . 101
5.2.2.2 Présentation des résultats . . . 101
5.2.2.3 Synthèse . . . 105
5.2.3 Évaluation qualitative . . . 106
5.2.3.1 Méthodologie . . . 106
5.2.3.2 Présentation des résultats . . . 107
5.2.3.3 Synthèse . . . 110
Synthèse du chapitre . . . 112

6 Évaluation approfondie des modèles globaux conceptuels pour la prévision des crues rapides 115
Introduction . . . 115
6.1 Méthodologie proposée . . . 117
6.1.1 Bassins et données . . . 117

6.1.2 Choix des modèles . . . 117
6.1.3 Mise en œuvre des modèles . . . 117
6.1.4 Les analyses réalisées . . . 118
6.2 Analyses et résultats . . . 118
6.2.1 Évaluation graphique . . . 118
6.2.1.1 Présentation . . . 118
6.2.1.2 Résultats . . . 119
6.2.1.3 Synthèse . . . 121
6.2.2 Prévision de dépassements de seuil . . . 121
6.2.2.1 Présentation . . . 121
6.2.2.2 Résultats . . . 122
6.2.2.3 Synthèse . . . 124
6.2.3 Caractéristiques de la crue : pic, volume, timing . . . 125
6.2.3.1 Présentation . . . 125
6.2.3.2 Résultats . . . 125
6.2.3.3 Synthèse . . . 131
6.2.4 Prévision de tendances . . . 132
6.2.4.1 Présentation . . . 132
6.2.4.2 Résultats . . . 134
6.2.4.3 Synthèse . . . 138
Synthèse du chapitre . . . 138

III Évaluation de l'impact des incertitudes d'estimation des précipitations moyennes spatiales 141

Introduction à la partie III . . . 143

7 Incertitudes liées à l'interpolation spatiale des précipitations 151

Introduction . . . 152
Présentation de la démarche . . . 152
Formulation du problème . . . 152
Interpoler des pluies ponctuelles . . . 152
Estimer une incertitude sur les valeurs interpolées . . . 153
Le choix d'une méthode d'interpolation . . . 154
Revue de la littérature sur les méthodes d'interpolation . . . 154
7.1 Définition et calage des modèles retenus . . . 157
7.1.1 Définition du modèle d'interpolation . . . 157
7.1.1.1 Le variogramme climatologique . . . 157
7.1.1.2 L'hypothèse d'isotropie . . . 159
7.1.1.3 Le krigeage ordinaire . . . 159
7.1.1.4 Le cokrigeage . . . 159
7.1.1.5 Un variogramme sphérique . . . 160
7.1.2 Paramétrisation du modèle d'interpolation . . . 162
7.1.2.1 Vérification graphique de l'ajustement du variogramme . . . 163
7.1.2.2 Choix de la paramétrisation finale . . . 163
7.1.3 Définition du modèle d'erreur associé . . . 164

7.1.3.1 L'erreur d'estimation ponctuelle . . . 164
7.1.3.2 L'erreur d'estimation sur la lame d'eau moyenne . . . 164
7.1.3.3 Le modèle d'erreur : distribution théorique des erreurs d'estimation . . . 164
7.2 Validation du modèle . . . 165
7.2.1 Méthode . . . 166
7.2.1.1 Création de fichiers avec un pluviographe en lacune . . . 166
7.2.1.2 Interpolation et extraction des valeurs reconstituées . . . 168
7.2.1.3 Analyser les résultats . . . 169
7.2.2 Résultats . . . 171
7.2.2.1 Analyse des valeurs de pluies $\widehat{Z}_i^k$ reconstituées et des erreurs d'estimation e_i^k . . . 171
7.2.2.2 Analyse des erreurs d'estimation standardisées ε_i^k . . . 176
7.2.3 Conclusions sur la validation croisée . . . 179
Synthèse du chapitre . . . 182

8 Dépendance temporelle des erreurs d'estimation des précipitations moyennes spatiales 185
Introduction . . . 186
8.1 Dépendance temporelle des erreurs d'estimation . . . 187
8.1.1 Présentation du problème . . . 187
8.1.2 Ce qu'en dit la littérature . . . 187
8.1.3 Étude de la dépendance temporelle des erreurs d'estimation . . . 189
8.1.4 Synthèse sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation . . . 192
8.2 Définition du modèle . . . 192
8.2.1 Choix du modèle de corrélation temporelle des erreurs d'estimation . . . 192
8.2.2 Possibilité du passage du modèle ponctuel au modèle spatial . . . 193
8.2.2.1 Quelques hypothèses . . . 193
8.2.2.2 Le modèle sur les erreurs ponctuelles . . . 193
8.2.2.3 Passage des erreurs ponctuelles aux erreurs moyennes spatiales . . . 194
8.2.2.4 Étude empirique de la possibilité d'un coefficient de corrélation temporelle moyen . . . 195
8.3 Paramétrisation du modèle ponctuel . . . 195
8.3.1 Le paramètre σ . . . 195
8.3.2 Le paramètre ρ . . . 196
8.3.3 Conclusion sur la paramétrisation du modèle . . . 196
8.4 Validation du modèle . . . 197
8.4.1 Méthodologie . . . 197
8.4.2 Résultats . . . 197
8.4.3 Discussion . . . 198
Synthèse du chapitre . . . 200

9 Propagation des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales 201
Introduction . . . 202
9.1 Méthodologie . . . 205
9.1.1 Tirage de scénarios bruités (modèle d'erreur sur les PMS) . . . 205
9.1.2 Modèle hydrologique et données . . . 205
9.1.2.1 Les bassins d'étude . . . 205

9.1.2.2 Mise en œuvre d'un modèle hydrologique . . . 206
9.1.3 Méthodologie d'évaluation des résultats . . . 206
9.2 Résultats . . . 206
9.2.1 Impact sur les lames d'eau utilisées . . . 206
9.2.2 Impact sur les débits simulés . . . 207
9.2.2.1 Tracé des simulations d'ensemble . . . 207
9.2.2.2 Dispersion des simulations des pics . . . 209
9.2.2.3 Conclusion : l'impact sur les débits simulés . . . 211
9.2.3 Comparaison aux valeurs de débit mesurées . . . 211
9.2.3.1 Évaluation sur la chronique . . . 211
9.2.3.2 Part de l'erreur de modélisation expliquée par l'incertitude sur les PMS . 213
9.2.3.3 Évaluation sur le pic de crue . . . 214
9.2.3.4 Quand l'incertitude sur les PMS n'explique pas les erreurs . . . 215
Synthèse du chapitre . . . 217
Conclusion à la partie III . . . 219

Ouverture 223

10 Utiliser une chaîne hydrométéorologique pour la mise en alerte 225
Introduction . . . 226
10.1 Outils, méthodes et données . . . 229
10.1.1 La désagrégation temporelle des prévisions de précipitations . . . 229
10.1.1.1 Présentation . . . 229
10.1.1.2 Un générateur qui respecte la climatologie . . . 230
10.1.1.3 Conditionnement par le passé . . . 232
10.1.1.4 Conditionnement par le futur prévu . . . 232
10.1.2 Gestion du cycle de rafraîchissement des prévisions de précipitations. . . . 233
10.1.3 La transformation par un modèle pluie-débit . . . 236
10.1.3.1 Le modèle hydrologique . . . 236
10.1.3.2 Les prévisions quantitatives probabilistes de débits . . . 236
10.1.4 Bassin et données . . . 238
10.1.4.1 Le choix du bassin . . . 238
10.1.4.2 Les données utilisées . . . 238
10.1.4.3 Le choix des événements d'étude . . . 239
10.2 Résultats . . . 240
10.2.1 La crue de novembre 2002 . . . 240
10.2.1.1 Description de l'épisode . . . 240
10.2.1.2 Évaluation des prévisions analogues (événement de novembre 2002) . . 241
10.2.1.3 Évaluation des prévisions de débits . . . 244
10.2.2 La crue de décembre 2003 . . . 251
10.2.2.1 Description de l'épisode . . . 251
10.2.2.2 Évaluation des prévisions analogues . . . 252
10.2.2.3 Évaluation des prévisions de débits . . . 255
Conclusion . . . 264

CONCLUSION GÉNÉRALE 267

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 279

ANNEXES 295

A Compléments sur les bassins et données 295

A.1 Revues des études sur l'hydrologie de la Loire Supérieure . . . 295
A.2 Les bassins de la zone d'étude . . . 300
A.2.1 Présentation générale des bassins . . . 300
A.2.1.1 La géométrie des bassins . . . 300
A.2.1.2 La géologie des bassins . . . 301
A.2.1.3 Description du paysage par grandes entités . . . 301
A.2.2 Sur l'origine météorologique des principaux événements de crues . . . 306
A.2.2.1 A partir de la situation atmosphérique . . . 306
A.2.2.2 Distinction pour la classification des crues . . . 306
A.2.3 Présentation bassin par bassin . . . 310
A.2.3.1 La Loire à Goudet et ses petits affluents amont . . . 310
A.2.3.2 La Gazeille . . . 319
A.2.3.3 La Gagne . . . 322
A.2.3.4 La Loire à Coubon . . . 325
A.2.3.5 La Borne . . . 327
A.2.3.6 La Loire à Chadrac . . . 331
A.2.3.7 Les petits affluents du bassin intermédiaire . . . 335
A.2.3.8 l'Arzon . . . 336
A.2.3.9 Le Lignon du Velay et la Dunière . . . 337
A.2.3.10 L'Ance du Nord . . . 344
A.2.3.11 La Loire à Bas-en-Basset . . . 345
A.3 Les données . . . 349
A.3.1 Le réseau de mesure . . . 349
A.3.1.1 Le réseau CRISTAL . . . 349
A.3.1.2 Sources d'erreurs des mesures pluviographiques à augets basculeurs . . . 349
A.3.2 Les données de précipitations . . . 350
A.3.2.1 Les stations de mesure des précipitations . . . 350
A.3.2.2 Disponibilité des données . . . 353
A.3.2.3 Contrôles des données de précipitations . . . 354
A.3.2.4 Analyse et contrôle sur les pluies de bassins . . . 366
A.3.2.5 Désagrégation temporelle des pluies . . . 374
A.3.3 Les autres données météorologiques . . . 379
A.3.3.1 Les autres données météorologiques . . . 379
A.3.4 Les données de débits . . . 383
A.3.4.1 Les stations de mesure des hauteurs d'eau . . . 383
A.3.4.2 La variabilité interannuelle des données de débits . . . 384
A.3.4.3 Contrôle des données de débits. . . . 384
A.3.5 Recommandations à l'issue du travail de critique sur les données . . . 391

A.4 Analyse des crues références . . . 392
A.4.1 Les crues historiques . . . 392
A.4.2 La crue de septembre 1980 . . . 395
A.4.2.1 Synthèse sur la crue de septembre 1980 . . . 396
A.4.2.2 L'épisode pluvieux . . . 396
A.4.2.3 L'évolution des débits . . . 397
A.5 Les dégâts engendrés par les crues . . . 400
A.6 Les apports (limités) de la télédétection . . . 401
A.6.1 Le radar . . . 401
A.6.1.1 Les problèmes liés à la mesure . . . 401
A.6.1.2 Le réseau de radars français . . . 402
A.6.1.3 Les sorties du radar . . . 402
A.6.1.4 Les difficultés au niveau des modèles . . . 403
A.6.2 Les autres techniques . . . 403
A.6.2.1 Observations par satellite . . . 403
A.6.2.2 Mesure de la pluie par GPS . . . 403

B Compléments sur la modélisation pluie-débit 405
B.1 Quelques réflexions sur les choix de modélisation . . . 405
B.1.1 Percevoir puis représenter la réalité : les 4 mondes . . . 405
B.1.2 Évaluer la complexité d'un modèle hydrologique . . . 407
B.1.3 Le choix d'une approche spatiale globale . . . 408
B.1.4 Le choix du type de modèle . . . 409
B.1.5 Le choix d'utiliser des modèles en continu . . . 410
B.1.6 Le choix du pas de temps de modélisation . . . 411
B.1.7 Relations entre la simulation et la prévision . . . 411
B.1.8 Définition d'un cadre de comparaison . . . 412
B.2 Les techniques de mise à jour . . . 414
B.2.1 Les méthodes de mises à jour . . . 414
B.2.2 Les modèles d'erreurs sur les sorties . . . 414
B.2.3 Quelques applications . . . 415
B.2.4 Modèle de simulation ou mise à jour? . . . 416
B.3 Données pour la comparaison des modèles globaux . . . 417
B.4 Les modèles de régression linéaire . . . 419
B.4.1 Présentation . . . 419
B.4.1.1 Définition . . . 419
B.4.1.2 Revue bibliographique . . . 419
B.4.2 Méthodologie . . . 421
B.4.2.1 Calage des modèles linéaires . . . 421
B.4.2.2 Mise en œuvre . . . 421
B.4.3 Résultats . . . 423
B.4.3.1 La sélection des modèles . . . 423
B.4.3.2 Évaluation sur l'ensemble des bassins . . . 430
B.4.4 Conclusions . . . 442
B.5 Les réseaux de neurones artificiels . . . 443
B.5.1 Présentation . . . 443

B.5.1.1 Définition des réseaux de neurones artificiels . . . 443
B.5.1.2 Description d'un neurone artificiel . . . 444
B.5.1.3 Architecture des réseaux de neurones artificiels . . . 444
B.5.1.4 Les algorithmes d'apprentissage . . . 447
B.5.2 Revue bibliographique . . . 449
B.5.2.1 Le choix des RNA . . . 449
B.5.2.2 Les applications des RNA . . . 451
B.5.2.3 Le choix de la stratégie de mise en œuvre . . . 452
B.5.3 Méthodologie . . . 455
B.5.3.1 Les données d'entrée . . . 455
B.5.3.2 Le choix des réseaux de neurones artificiels . . . 455
B.5.3.3 Calibration et évaluation . . . 456
B.5.3.4 Synthèse . . . 457
B.5.4 Présentation des résultats . . . 458
B.5.4.1 Test sur le nombre de neurones cachés . . . 458
B.5.4.2 Intérêts et limites de la technique de validation croisée proposée . . . 461
B.5.4.3 Évaluation des RNA pour la prévision des crues . . . 464
B.5.5 Conclusions . . . 470
B.6 Les modèles conceptuels . . . 472
B.6.1 Présentation des modèles conceptuels utilisés . . . 472
B.6.2 Le calage des modèles conceptuels . . . 479
B.6.2.1 Présentation . . . 479
B.6.2.2 Méthodologie . . . 479
B.6.2.3 Résultats . . . 480
B.6.2.4 Synthèse . . . 488
B.6.3 L'évaluation des modèles conceptuels . . . 491
B.6.3.1 Présentation . . . 491
B.6.3.2 Résultats . . . 491
B.6.4 Conclusions . . . 497
B.7 Compléments sur l'évaluation approfondie des modèles conceptuels . . . 498
B.7.1 Prévision des variations de débits . . . 498
B.7.1.1 Méthodologie . . . 498
B.7.1.2 Présentation des résultats . . . 499
B.7.1.3 Synthèse . . . 499
B.7.2 Prise en compte des incertitudes liées au choix des paramètres (analyses supplémentaires) . . . 501
B.7.2.1 Analyses de différents événements de crues . . . 501
B.7.3 Comptage des erreurs . . . 506
B.7.3.1 Présentation . . . 506
B.7.3.2 Résultats . . . 506
B.7.3.3 Synthèse . . . 510
B.7.4 Prévision de dépassements de seuil . . . 511
B.7.4.1 Réflexions sur les critères de dépassement . . . 511
B.7.4.2 Résultats en moyenne sur tous les bassins (figure) . . . 511
B.7.4.3 Résultats par bassin . . . 513

B.7.5 Caractéristiques de la crue : pic, volume, timing . . . 519
B.7.5.1 Performances moyennes . . . 519
B.7.5.2 Performances sur les timings selon les types de crues et le modèle hydrologique . . . 523

C Compléments sur la spatialisation des précipitations et les incertitudes associées 525
C.1 Présentation théorique du krigeage . . . 527
C.1.1 La théorie des variables régionalisées . . . 527
C.1.2 Principe du krigeage . . . 527
C.1.3 Les hypothèses d'utilisation du krigeage ordinaire . . . 529
C.1.3.1 L'hypothèse d'ergodicité . . . 529
C.1.3.2 L'hypothèse de stationnarité et l'hypothèse intrinsèque . . . 529
C.1.4 Le semi-variogramme . . . 530
C.1.4.1 L'estimation du semi-variogramme . . . 530
C.1.4.2 Comportement à l'origine . . . 530
C.1.4.3 Comportement à l'infini . . . 531
C.1.4.4 Les différentes allures de variogrammes expérimentaux . . . 531
C.1.5 Utilisation du variogramme sous les hypothèses de krigeage ordinaire . . . 532
C.2 Incertitudes liées à la position des postes pluviographiques . . . 536
C.2.1 Présentation . . . 536
C.2.2 Méthode . . . 536
C.2.3 Application . . . 537
C.2.3.1 Le réseau . . . 537
C.2.3.2 Le variogramme . . . 537
C.2.3.3 Les bassins d'étude . . . 537
C.2.3.4 L'incertitude et la surface du bassin . . . 538
C.2.4 Résultats . . . 538
C.2.4.1 Les bassins du réseau CRISTAL . . . 539
C.2.4.2 Les bassins du réseau EDF . . . 541
C.2.5 Conclusions . . . 542
C.3 Compléments sur la validation croisée . . . 543
C.3.1 Comparaison des valeurs reconstituées . . . 543
C.3.2 Comparaison des erreurs empiriques . . . 546
C.3.3 Comparaison des erreurs standardisées . . . 549
C.4 Corrélation temporelle des erreurs d'estimation des PMS . . . 551
C.4.1 La variance d'estimation sur une PMS . . . 551
C.4.2 Variance d'estimation . . . 552
C.5 Rappel sur les modèles de corrélation sérielle . . . 553
C.6 Champs pluvieux et leur modélisation . . . 554
C.6.1 Modéliser la pluie . . . 554
C.6.1.1 Échelles en modélisation de la pluie . . . 554
C.6.1.2 Les différents types de modèles . . . 554
C.7 Une réponse à cette difficulté : l'interpolation à l'aide de la géostatistique . . . 558
C.7.1 Les méthodes d'interpolation . . . 558
C.7.1.1 Objectifs . . . 558
C.7.1.2 Détermination de la PMS & interpolation de données ponctuelles . . . 558

C.7.1.3 Etudes comparatives 558
C.7.2 Le krigeage dans la littérature 560
C.7.2.1 Relation entre la résolution temporelle et la portée spatiale 560
C.7.2.2 Relation avec l'altitude 561
C.7.2.3 Les limites du modèle 562
C.7.2.4 Les utilisations de la validation croisée 563
C.8 Compléments sur la dépendance temporelle des erreurs d'estimation 565
C.8.1 Compléments sur la validation du modèle de dépendance temporelle 565
C.8.2 Méthodologie pour une validation spatiale avec les images radar 570
C.9 Débits simulés avec des PMS bruitées 571
C.9.1 Résultats sans prise en compte la dépendance temporelle 597
C.9.2 Recherche d'un élément explicatif de la dispersion 602
C.9.3 Calcul du critère de dispersion à partir des débits observés 603
C.10 Les techniques de prévisions de précipitations 606
C.10.1 Éléments annexes à la chaîne hydrométéorologique 606
C.10.1.1 Les prévisions quantitatives de précipitations par la méthode des analogues 606
C.10.1.2 TOPSIMPL 608
C.10.2 La description pluviométrique des événements d'étude 609
C.10.2.1 L'événement de novembre 2002 609
C.10.2.2 L'événement de décembre 2003 609
C.11 Quelques sources de renseignement sur internet 613

TABLES & INDEX **615**

LISTE DES FIGURES 615
LISTE DES TABLEAUX 625
INDEX 629
TABLE DES MATIÈRES DÉTAILLÉE 629