Doctorat ParisTech

École doctorale *Géosciences et Ressources Naturelles*

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement

AgroParisTech

Spécialité : Hydrologie

présentée et soutenue publiquement par

Florent LOBLIGEOIS

le 24 mars 2014

Mieux connaître la distribution spatiale des pluies améliore-t-il la modélisation des crues ?

Diagnostic sur 181 bassins versants français

Directrice de thèse : **Cécile LOUMAGNE**
Co-directeur de la thèse : **Vazken ANDRÉASSIAN**

Jury

M. Cyril KAO	*AgroParisTech (Paris, France)*	Président
M. András BÁRDOSSY	*Institut für Wasserbau (Stuttgart, Allemagne)*	Rapporteur
M. Denis DARTUS	*INP (Toulouse, France)*	Rapporteur
M. Rémy GARÇON	*EDF-DTG (Grenoble, France)*	Examinateur
M. Eric MARTIN	*Météo-France (Toulouse, France)*	Examinateur
M. Yan LACAZE	*SPC Gironde-Adour (Bordeaux, France)*	Invité

AgroParisTech
Irstea, Unité de recherche Hydrosystèmes et Bioprocédés
1 rue Pierre-Gilles de Gennes, CS 10030, 92761 Antony cedex

Remerciements

« L'homme parti de rien pour ne pas arriver à grand-chose, n'a de merci à dire à personne. »

Ce n'est heureusement pas mon cas. Je ne suis peut-être pas arrivé à grand-chose, mais je ne suis certainement pas parti de rien ! Cette première page qui précède les trois centaines suivantes est un exercice difficile mais tellement important ! Parce que cette thèse n'existerait pas sans le soutien scientifique, sportif, psychologique, administratif, informatique, social *mamanif couscousique* et *chouffif* (c'est du latin) de nombreuses personnes.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres de mon jury de thèse qui ont accepté d'évaluer ce travail : András Bárdossy, professeur à l'Institut für Wasserbau de l'Université de Stuttgart, et Denis Dartus, professeur à l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse, pour avoir accepté le rôle de rapporteurs ainsi que Rémy Garçon, expert hydrologue au sein du Département Surveillance – DMM à EDF-DTG (Grenoble), Cyril Kao, sous-directeur de la Recherche, de l'Innovation et des Coopérations Internationales au Ministère de l'Agriculture, Eric Martin, ingénieur en chef des Ponts des Eaux et des Forêts au CNRM – GAME de Météo-France (Toulouse), et Yan Lacaze, responsable du Service de Prévision des Crues Gironde-Adour-Dordogne – DREAL Aquitaine (Bordeaux).

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Cécile Loumagne et Vazken Andréassian qui m'ont donné l'opportunité de mener ces travaux de recherche en acceptant de me diriger, encadrer et former à cette belle science qu'est l'Hydrologie. Cet accompagnement a été assuré de près par Charles Perrin et Maria-Helena Ramos que je souhaite aussi remercier très chaleureusement. Vous êtes une équipe débordante d'énergie où la disponibilité inébranlable dans une bonne humeur torrentielle est à la source de nombreuses infiltrations.

Je remercie du fond du cœur l'ensemble des collègues qui contribuent (ou ont contribué) à l'ambiance dynamique de cette belle équipe. Merci à François, mon jumeau de thèse, pour nos longues discussions philosophiques, tes conseils et idées qui ont toujours mis fin à mes incertitudes. Merci à Pierre-Nicolle pour empêcher les étiages mais aussi pour ton volontarisme et ton attention permanente. Merci à Damien, mon premier co-bureau, pour m'avoir supporté. Merci à François, Annie, Ioanna, Laurent, Anna, Pierre (le grand beau barbu, celui qui pédale un tandem) et Dimitri, les premiers d'entre nous qui ont soutenu, d'avoir tracé le chemin et montré le bon exemple. Je souhaite sincèrement « bonne chance » aux prochains sur la liste : Claire, Juliette, Laure, Adrien, Louise, Bahar, Carine, Andrea et David. Merci aux anciens, Marie, Anne, Laetitia, Audrey, Lionel, Nicolas et Thibault pour perpétuer le NASH (Nouvel An Social Hydrologique) qui m'a donné goût à l'hydrologie « pratique ». Et j'en profite pour remercier les nouveaux, Emma, Carina, Olivier et Guil-

laume, d'y participer. Merci à Marine Coyne, Pierre-Yves Bellier, Mathilde Béairel, Wouter, Flavien et Julie d'être passés par là. Je tiens aussi à remercier Nathalie et Elizabeth pour leur soutien administratif quotidien ainsi que Roger pour son expertise informatique. Le soutien sportif et amical d'Irstea a joué un rôle essentiel pour ma santé psychologique et mentale. Pour cela je tiens à remercier Violaine, Nastassia, Laetitia, Simon, Valérie, Sylvain, Camilo, Marc, Cédric, Sébastien, Simon, Adrien, Yanick, Julien, Hocine, Hajer, Carolina et Mariana.

L'hydrologie ne s'arrête pas au centre d'Irstea du 1, rue Pierre Gilles de Gennes 92761 Antony. Au cours de cette aventure triennale, j'ai eu la chance de rencontrer de nombreux hydrologues, météorologues, hydrauliciens, géologues et autres scientifiques que je ne peux pas oublier dans cette première page.

Je tiens à remercier Météo-France et particulièrement Olivier Laurantin, Pierre Tabary, Jean-Michel Soubeyroux et Christophe Merlier pour l'aboutissement de la lame d'eau Coméphore largement utilisée dans cette thèse, leur aide et expertise. Je remercie aussi le SCHAPI pour la disponibilité des données hydrométriques de la Banque HYDRO. Je remercie mes collègues aixois Pierre Javelle et Catherine Fouchier qui m'ont aidé à évaluer cette réanalyse des lames d'eau. Je remercie mes collègues montpelliérains David Dorchies et Simon Tournier qui m'ont permis de tester la première version spatialisée du modèle de prévision développé au sein d'Irstea. Je remercie Isabelle Emmanuel, Roger Moussa, Frédéric Hendrickx et Nicolas Roche pour leur soutien et conseils lors de mes comités de thèse. Je remercie aussi Julien Lerat, mon premier encadrant de stage en hydrologie, les hydrologues de l'UPMC dont Ludovic Oudin et Pierre Ribstein qui portent un intérêt constant sur les travaux hydrologiques, et l'ensemble de l'ED GRNE (Ecole Doctorale Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement) notamment pour les rencontres enrichissantes des stages de terrain.

Enfin, un énorme merci à mes proches, ma famille, mes parrains, mes amis qui m'ont toujours soutenu même s'ils n'ont jamais vraiment compris mes choix professionnels. Vous étiez nombreux à vous être déplacés pour assister à la soutenance de ce travail et je ne l'oublierai jamais.

Merci aussi à Audrey pour sa présence quotidienne et les bonheurs de tous les jours.

Et merci à toi, lecteur, parce que sans toi cet écrit ne sert à rien.

Bonne lecture !

Résumé - Abstract

Résumé

Les modèles hydrologiques sont des outils indispensables pour calculer les débits à l'exutoire des bassins versants, la gestion des aménagements hydrauliques ou encore la prévision et la prévention des inondations. Les précipitations représentent la variable climatique principale à l'origine des débits des cours d'eau qui s'écoulent au sein d'un bassin versant. De ce fait, la réponse hydrologique du bassin est fortement dépendante de la représentativité des données d'entrée de précipitation.

Les radars météorologiques, qui permettent aujourd'hui d'accéder à des mesures à haute résolution spatiale et temporelle des champs de précipitation, sont de plus en plus utilisés dans le domaine de la prévision, pour le suivi des situations hydrométéorologiques. Cependant, la mesure des précipitations par radar est entachée d'erreurs qui peuvent affecter gravement la qualité des simulations de débit. De ce fait, l'utilisation des données de précipitations à haute résolution spatiale pour la modélisation hydrologique est souvent limitée par rapport à l'utilisation des données pluviométriques.

Récemment, Météo-France a développé une réanalyse des lames d'eau au pas de temps horaire, sur une durée de 10 ans, en combinant l'ensemble des données de précipitation radar et pluviométriques : les mesures radars ont été corrigées et étalonnées avec le réseau de mesure au sol horaire et journalier. Dans cette thèse, nous proposons d'étudier l'intérêt de cette nouvelle base de données à haute résolution spatiale pour la modélisation pluie-débit.

Dans un premier temps, nous avons développé et validé un modèle hydrologique semi-distribué qui a la capacité de fonctionner pour différentes résolutions spatiales, de la représentation globale jusqu'à une discrétisation spatiale très fine des bassins. Dans un deuxième temps, l'impact de la résolution spatiale des données d'entrée de précipitation sur la simulation des débits a été analysé. L'apport de l'information radar pour l'estimation des précipitations a été évalué par rapport à une utilisation exclusive des pluviomètres, par le biais de la modélisation pluie-débit en termes de précision des débits à l'exutoire des bassins. Enfin, le modèle semi-distribué TGR a été comparé avec le modèle global GRP actuellement opérationnel dans les Services de Prévision des Crues. L'originalité de notre travail réside sur l'utilisation de données d'observation sur un large échantillon de 181 bassins versants français représentant une grande diversité de tailles et conditions climatiques, ce qui nous permet d'apporter un diagnostic robuste et des éléments de réponse sur les problématiques scientifiques traitées.

Abstract

Hydrologic models are essential tools to compute the catchment rainfall-runoff response required for river management and flood forecast purposes. Precipitation dominates the high frequency hydrological response, and its simulation is thus dependent on the way rainfall is represented. In this context, the sensitivity of runoff hydrographs to the spatial variability of forcing data is a major concern of researchers. However, results from the abundant literature are contrasted and it is still difficult to reach a clear consensus.

Weather radar is considered to be helpful for hydrological forecasting since it provides rainfall estimates with high temporal and spatial resolution. However, it has long been shown that quantitative errors inherent to the radar rainfall estimates greatly affect rainfall-runoff simulations. As a result, the benefit from improved spatial resolution of rainfall estimates is often limited for hydrological applications compared to the use of traditional ground networks.

Recently, Météo-France developed a rainfall reanalysis over France at the hourly time step over a 10-year period combining radar data and raingauge measurements: weather radar data were corrected and adjusted with both hourly and daily raingauge data. Here we propose a framework to evaluate the improvement in streamflow simulation gained by using this new high resolution product.

First, a model able to cope with different spatial resolutions, from lumped to semi-distributed, was developed and validated. Second, the impact of spatial rainfall resolution input on streamflow simulation was investigated. Then, the usefulness of spatial radar data measurements for rainfall estimates was compared with an exclusive use of ground raingauge measurements and evaluated through hydrological modelling in terms of streamflow simulation improvements. Finally, semi-distributed modelling with the TGR model was performed for flood forecasting and compared with the lumped forecasting GRP model currently in use in the French flood forecast services. The originality of our work is that it is based on actual measurements from a large set of 181 French catchments representing a variety of size and climate conditions, which allows to draw reliable conclusions.

Table des matières

Remerciements **3**

Résumé **7**

Abstract **9**

Introduction générale **19**

Contexte de la thèse *19*

Problématique scientifique *20*

Organisation du mémoire *22*

PREMIÈRE PARTIE CONCEVOIR ET ÉVALUER UN MODÈLE PLUIE-DÉBIT **25**

1 Variabilité spatiale des précipitations en modélisation hydrologique **29**

1.1 Introduction *29*

1.2 Le problème de la variabilité spatiale des précipitations *30*

1.2.1 Mesure et estimation des précipitations 30

1.2.1.1 Les outils de mesure 30

1.2.1.2 Estimation des précipitations à partir des réseaux de mesure ponctuels 30

1.2.1.3 L'apport des mesures spatialisées des radars météorologiques 32

1.2.2 Sensibilité de la modélisation pluie-débit aux estimations des précipitations 34

1.2.2.1 Incertitudes dues à l'hétérogénéité spatiale des précipitations 34

1.2.2.2 Impact d'une mauvaise estimation des précipitations en entrée du modèle pluie-débit 35

1.2.2.3 Représentation spatiale des précipitations dans la modélisation pluie-débit 38

1.3 Modélisation globale ou distribuée ? *40*

1.3.1 Définitions et terminologies relatives à la modélisation pluie-débit 40

1.3.1.1 Les approches « top-down » et « bottom-up » 40

1.3.1.2 Définition des termes « global » et « distribué » 41

1.3.1.3 Combinaison des méthodes globales et distribuées 42

1.3.2 Comparaison des modèles pluie-débit distribués et globaux 43

1.3.2.1 Les modèles distribués plus performants que les modèles globaux 43

1.3.2.2 Les modèles globaux aussi performants que les modèles distribués 44

1.3.2.3 Des résultats contrastés 46

1.4 Synthèse de la revue bibliographique *48*

1.4.1 Une absence de consensus 48

1.4.2 Recommandations pour l'utilisation et le développement d'un modèle semi-distribué 49

1.4.2.1 Pourquoi utiliser un modèle distribué ? 49

1.4.2.2 Développement d'un modèle distribué 50

1.4.2.3 Comment évaluer un modèle semi-distribué ? 51

1.4.3 Stratégies de recherche envisagées 52

2 Présentation de la réanalyse des lames d'eau 55

2.1 Introduction 55

2.2 La mesure radar des précipitations 56

2.2.1 La formation des précipitations 56

2.2.2 Principe de la mesure radar 56

2.2.3 Les limites de la mesure radar 59

2.3 Description des traitements pour la production de la réanalyse des lames d'eau 60

2.3.1 Présentation des données de précipitation disponibles 60

2.3.2 Calcul d'un cumul quotidien de précipitation de référence 62

2.3.2.1 Constitution du cumul radar horaire 62

2.3.2.2 Constitution du cumul radar quotidien 63

2.3.2.3 Etalonnage du cumul radar quotidien 64

2.3.2.4 Fusion des données radar et pluviométriques 65

2.3.3 Désagrégation du cumul quotidien de référence au pas de temps horaire 65

2.3.3.1 Constitution des lames d'eau horaires intermédiaires 65

2.3.3.2 Interpolation temporelle du cumul quotidien de référence au pas de temps horaire 66

2.4 Présentation du produit final 67

2.4.1 La base de données 67

2.4.2 Première évaluation de la réanalyse des lames d'eau 69

3 Présentation de la base de données des bassins versants 73

3.1 La base de données hydro-climatiques disponible 73

3.1.1 Définition des bassins versants 73

3.1.1.1 Le bassin versant topographique 73

3.1.1.2 Caractéristiques des bassins versants 74

3.1.2 Traitement des données hydro-climatiques 77

3.1.2.1 Les données de précipitation 77

3.1.2.2 Les données d'évapotranspiration potentielle 77

3.1.2.3 Les données de débit 78

3.2 Sélection d'une base de bassins versants pour la modélisation pluie-débit 80

3.2.1 Sélection d'un échantillon de bassins versants 80

3.2.1.1 Critère de sélection des bassins versants 80

3.2.1.2 Tri des bassins versants 81

3.2.1.3 Description de l'échantillon test de 181 bassins versants 81

3.2.2 Sélection d'événements de crue 88

3.2.2.1 Algorithme de sélection automatique 88

3.2.2.2 Indice de variabilité spatiale 89

3.2.2.3 Description des événements de crue sélectionnés 90

3.3 Synthèse 93

DEUXIÈME PARTIE DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE PLUIE-DÉBIT SEMI-DISTRIBUÉ 95

4 Modélisation hydrologique globale 99

4.1 Introduction 99

4.2 Le modèle hydrologique pluie-débit GR5 100

4.2.1 Présentation de la structure pluie-débit GR5 100

4.2.1.1 Fonctionnement du modèle GR5 100

4.2.1.2 Paramétrage du modèle GR5 102

4.2.2 Initialisation et optimisation du modèle pluie-débit 103

4.2.2.1 Initialisation des états du modèle pluie-débit 103

4.2.2.2 Optimisation des jeux de paramètres 104

4.2.2.3 Fonction objectif 105

4.2.3 Méthodologie d'évaluation du modèle pluie-débit 105

4.2.3.1 Stratégie d'évaluation 105

4.2.3.2 Critères d'évaluation 106

4.2.3.3 Evaluation de la robustesse 108

4.3 Analyse des simulations hydrologiques pluie-débit globales 109

4.3.1 Evaluation du modèle pluie-débit sur l'échantillon de 181 bassins versants 109

4.3.1.1 Tests sur l'initialisation 109

4.3.1.2 Performance du modèle global en validation 110

4.3.1.3 Robustesse des jeux de paramètres 111

4.3.2 Peut-on identifier à partir des caractéristiques des bassins versants les cas où le modèle hydrologique est performant ? 112

4.3.2.1 Evaluation du modèle global GR5H en fonction des caractéristiques des bassins 112

4.3.2.2 Relations empiriques entre les paramètres et les descripteurs des bassins versants 117

4.4 Synthèse 118

5 Modélisation hydrologique semi-distribuée 121

5.1 Introduction 121

5.2 Vers une version semi-distribuée du modèle pluie-débit global GR5 122

5.2.1 Spatialisation d'un modèle pluie-débit global 122

5.2.1.1 Structure des modèles distribués 122

5.2.1.2 Objectifs de la modélisation distribuée 125

5.2.1.3 Comment spatialiser le modèle global GR5 ? 125

5.2.2 Présentation des structures semi-distribuées testées 126

5.2.2.1 Modèle semi-distribué M0a 128

5.2.2.2 Modèle semi-distribué M0b 128

5.2.2.3 Modèle semi-distribuée M1 129

5.2.2.4 Modèle semi-distribué M2 130

5.2.3 Paramétrage des modèles semi-distribués 131

5.2.3.1 Comment paramétrer un modèle pluie-débit semi-distribué ? 131

5.2.3.2 Paramétrage des modèles semi-distribués par optimisation 132

5.2.3.3 Algorithme d'optimisation des paramètres des modèle semi-distribués 133

5.3 Validation du modèle semi-distribué ... 134
5.3.1 Méthodologie ... 134
5.3.1.1 Bassins versants avec points intérieurs jaugés ... 134
5.3.1.2 Maillage des bassins versants ... 135
5.3.1.3 Forçage des précipitations ... 136
5.3.2 Evaluation des modèles pluie-débit semi-distribuées ... 137
5.3.2.1 Performances des modèles semi-distribués ... 137
5.3.2.2 Robustesse des modèles semi-distribués ... 141
5.3.2.3 Quelle structure semi-distribuée du modèle global GR5 ? ... 142

5.4 Stratégies de paramétrage du modèle semi-distribué par optimisation ... 145
5.4.1 Méthodologie ... 145
5.4.1.1 Paramétrage uniforme par un calage à l'exutoire ... 146
5.4.1.2 Paramétrage uniforme par un calage multi-site ... 146
5.4.1.3 Paramétrage semi-distribué par un calage multi-site séquentiel ... 147
5.4.2 Evaluation des stratégies de paramétrage du modèle semi-distribué ... 147
5.4.2.1 Impact d'un paramétrage uniforme sur la simulation des débits ... 147
5.4.2.2 Impact d'un paramétrage distribué sur la simulation des débits ... 149

5.5 Synthèse ... 153

TROISIÈME PARTIE LE MODÈLE SEMI-DISTRIBUÉ COMME OUTIL D'ANALYSE ... 155

6 When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation on 3620 flood events ... 159

6.1 Abstract ... 159

6.2 Introduction ... 160

6.3 Data and study area ... 162
6.3.1 A high-resolution precipitation data set ... 162
6.3.2 Catchment data set ... 163

6.4 Methodology ... 165
6.4.1 Semi-distributed rainfall-runoff model ... 165
6.4.2 Model parameterization and calibration ... 166
6.4.3 Method and criteria for the evaluation of streamflow simulations ... 167
6.4.4 Criteria for the evaluation of rainfall spatial variability ... 169

6.5 Results and discussion ... 171
6.5.1 Typology of the 3620 observed flood events ... 171
6.5.2 Impact of spatial rainfall resolution on streamflow simulation efficiency ... 174
6.5.3 Do criteria describing rainfall spatial variability explain the observed differences? ... 177
6.5.4 Which catchments should be modeled in a semi-distributed way? ... 179
6.5.5 Can specific catchment behaviors be explained? ... 180

6.6 Conclusion ... 185
6.6.1 Summary ... 185
6.6.2 Limits and perspectives ... 185

Acknowledgements. ... 186

7 Quel est l'apport de l'information radar pour la modélisation semi-distribuée pluie-débit ? 189

7.1 Introduction 189

7.2 Méthodologie 190

7.2.1 Modélisation pluie-débit semi-distribuée 190

7.2.1.1 Modèle conceptuel semi-distribué 190

7.2.1.2 Données d'entrée de précipitation 190

7.2.1.3 Evaluation des simulations semi-distribuées de débit 191

7.2.2 Evaluation des bases de données de précipitation 192

7.2.2.1 Calcul de la densité du réseau de mesure pluviométrique 192

7.2.2.2 Incertitudes des bases de données de précipitation et qualification des données 193

7.2.2.3 Caractérisation des estimations des champs de précipitation 195

7.3 Résultats 196

7.3.1 Analyse des bases de données de précipitation 196

7.3.1.1 Densité pluviométrique à l'échelle des bassins versants 196

7.3.1.2 Code de qualification des données à l'échelle des bassins versants 197

7.3.1.3 Comparaison des erreurs standard d'estimation des précipitations à l'échelle des bassins versants .. 198

7.3.1.4 Comparaison des estimations des champs de précipitation sur 3620 événements 201

7.3.2 Analyse des simulations de débit semi-distribuées 202

7.3.2.1 Comparaison des jeux de paramètres du modèle hydrologique pluie-débit 202

7.3.2.2 Comparaison des performances du modèle hydrologique pluie-débit 203

7.3.2.3 Dans quelles conditions les estimations de précipitation de la réanalyse améliorent-elles la qualité des simulations de débit ? 205

7.3.2.4 Quels sont les bassins versants dont les simulations de débit bénéficient des estimations de précipitation de la réanalyse ? 209

7.4 Synthèse 214

8 Quelles implications pour la prévision des crues ? 217

8.1 Introduction 217

8.2 Modélisation hydrologique pluie-débit pour la prévision des crues 218

8.2.1 Le modèle de prévision global GRP 218

8.2.1.1 Structure du modèle 218

8.2.1.2 Méthode d'assimilation 219

8.2.1.3 Paramétrage, initialisation et stratégie d'optimisation 220

8.2.2 Le modèle de prévision semi-distribué TGR 220

8.2.2.1 Structure du modèle 220

8.2.2.2 Méthode d'assimilation 222

8.2.2.3 Paramétrage, initialisation et stratégie d'optimisation 223

8.2.3 Présentation des tests 224

8.2.3.1 Description des tests 224

8.2.3.2 Méthodologie des tests 224

8.2.3.3 Evaluation des modèles de prévision 225

8.3 Résultats sur un échantillon de 45 bassins versants 226

8.3.1 Impact de la résolution spatiale sur les prévisions du modèle semi-distribué 226

8.3.1.1 Impact de la spatialisation des données d'entrée de précipitation 226

8.3.1.2 Impact de la discrétisation spatiale des bassins versants ... 227
8.3.2 Qualité des prévisions de débit du modèle semi-distribué TGR sur les points intérieurs non-jaugés ... 229
8.3.2.1 Cas 1 : Les points intérieurs sont tous non-jaugés ... 229
8.3.2.2 Cas 2 : Un point intérieur non-jaugé est situé en aval d'un point intérieur jaugé ... 230
8.3.3 Comparaison des prévisions de débit entre le modèle semi-distribué TGR et le modèle global GRP ... 231
8.3.3.1 Comparaison des performances des modèles de prévision TGR et GRP ... 232
8.3.3.2 Comparaison des performances entre les modèles de prévision et un modèle de simulation ... 232
8.3.3.3 Sur quels bassins vaut-il mieux utiliser TGR pour la prévision des crues ? ... 234
8.4 Synthèse ... 238

Conclusion générale ... 241

Résultats marquants ... 242

Perspectives et voies d'amélioration ... 243

Bibliographie ... 247

Annexe 1 : Analyse des valeurs extrêmes de la réanalyse ... 275

Annexe 2: Liste des 181 bassins versants sélectionnés ... 284

Annexe 3 : Comparaison entre la réanalyse et Safran à travers la modélisation GR5J ... 288

Annexe 4 : Relations empiriques entre paramètres du modèle et descripteurs des bassins versants ... 289

Annexe 5 : Les schémas de routage dans la modélisation hydrologique distribuée ... 298

Les modèles hydrodynamiques ... 299
Le modèle hydrodynamique complet : les équations de Saint-Venant ... 299
Le modèle hydrodynamique simplifié de l'onde diffusante ... 300

Les modèles de routage conceptuels ... 303
Les modèles « Lag and Route» ... 303
La méthode de Muskingum ... 304

Annexe 6 : Paramétrage des échanges sur la fonction de production du modèle semi-distribué M0b ... 305

Annexe 7 : Paramétrage du modèle semi-distribué M2 ... 307

Annexe 8 : Densité du réseau de mesure pluviométrique sur le territoire français métropolitain ... 309

Annexe 9 : Evaluation des modèles de prévision sur 900 événements ... 310

Introduction générale

Introduction générale

Contexte de la thèse

Juin 2013 dans le sud-ouest de la France, le passage d'un système convectif[1] très puissant produit de fortes précipitations avec des lames d'eau atteignant 10 à 20 mm en quelques minutes[2]. Ces orages très localisés, associés à la fonte des neiges, provoquent des crues exceptionnelles sur les Nestes, les Gaves et la Garonne amont où une fréquence centennale du pic de crue a été estimée. Les conséquences humaines et matérielles sont désastreuses : la ville de Lourdes est inondée, 3 morts et plus de mille personnes évacuées (Ramos 2013)[3].

Quelques mois plus tard, de l'autre côté de l'Atlantique, ce sont près de 448 mm qui précipitent en quatre jours (avec un pic de 230 mm dans la seule journée du 12 Septembre 2013) à Boulder, dans le nord du Colorado. Ces orages violents entrainent une crue dévastatrice (8 morts, 2 milliards de dommages), résultat de précipitations extrêmes causées par des effets orographiques combinés aux cellules orageuses convectives fortement localisées autour de Boulder. Cet épisode, estimé à une fréquence centennale, était inattendu : le champ de précipitation avait été globalement bien prévu mais la sévérité des précipitations à Boulder sous-estimée (Wetterhall et al. 2013)[2].

Cet épisode dramatique rappelle celui de Juin 2010 dans le Var où le passage d'un système convectif pris dans un flux de Sud (Artigue et al. 2010) déverse des précipitations exceptionnelles : 397 mm en 24 h. Près de Draguignan, 460 mm (principalement tombés en 12 h.) à Lorgnes[4]. La Naturby et l'Argens débordent, les inondations sont catastrophiques (le montant des dégâts s'est élevé à 1 milliard d'euros), le bilan humain est très lourd (23 morts).

Et la liste est encore longue. Les inondations représentent l'aléa naturel le plus répandu dans le monde et peuvent survenir dans quasiment toutes les régions du globe. Ce sont les phénomènes naturels qui produisent le plus de dégâts et touchent le plus d'êtres humains, occasionnant parfois des catastrophes humaines, sanitaires, sociales ou économiques. En France, une commune sur deux

[1] En général, on distingue deux types de précipitations :
- les précipitations dites stratiformes sont des précipitations continues spatialement mais avec une faible intensité provenant de systèmes dépressionnaires à large échelle (nuages de type stratus, nimbostratus, stratocumulus).
- les précipitations dites convectives sont en général orageuses, de courte durée, de forte intensité et très localisées (forte variabilité spatiale) produites par des systèmes convectifs de méso-échelle (nuages de type cumulus ou cumulonimbus).

[2] Source : Observatoire Français des Tornades et des Orages Violents - http://www.keraunos.org/
[3] Source : Hydrologic Ensemble Prediction EXperiment (HEPEX) - http://hepex.irstea.fr/
[4] Source : Météo-France - http://pluiesextremes.meteo.fr/

y est exposée et le coût des inondations est évalué à 390 millions d'euros d'indemnisation par an, ce qui représente le phénomène naturel le plus dommageable[5].

Les crues les plus dévastatrices sont d'origine naturelle, principalement causées par des précipitations dont les quantités d'eau, trop importantes, engendrent des écoulements qui ne peuvent plus être contenues dans le lit des rivières. Le plus souvent, il s'agit de précipitations convectives où des intensités extrêmes de précipitation, à faible extension spatiale, sont très localisées. Il est évident qu'il est impossible d'empêcher de tels phénomènes naturels. Mais est-il possible de prévoir les événements de crue qui en découlent pour mieux anticiper et gérer de telles catastrophes?

Problématique scientifique

La problématique scientifique est double. D'une part, il s'agit d'estimer précisément les champs de précipitations et les quantités d'eau reçues par le bassin versant. D'autre part, il faut être capable d'en déduire le débit qui est généré dans la rivière.

Les précipitations sont généralement mesurées à partir d'un réseau d'observation au sol, composé de pluviomètres qui mesurent les quantités d'eau précipitées en un point. Les lames d'eau précipitées sur les grandes surfaces telles que celles des bassins versants sont ensuite estimées à partir de ces mesures ponctuelles par des méthodes d'interpolation. Il va de soi qu'à partir de réseaux de mesure au sol dont la densité est très variable, il est difficile d'estimer précisément le champ précipitant lorsqu'il n'est pas homogène (ce qui est souvent le cas). Par ailleurs, la relation entre ces pluies précipitées sur le bassin et le débit généré à son exutoire met en interaction des processus très complexes et nécessite l'utilisation d'un modèle hydrologique, communément appelé modèle pluie-débit. Or, la précision des débits calculés est fortement impactée par la qualité des données d'entrée de précipitation des modèles hydrologiques.

Si de nombreuses études ont clairement montré la forte sensibilité des modèles aux cumuls de pluie utilisés en entrée, l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la simulation et la prévision des débits est encore l'objet de débat, malgré de nombreuses études à ce sujet depuis plusieurs décennies dans la communauté hydrologique. Les expériences mènent en effet à des résultats contrastés, voire contradictoires, et ne permettent pas de conclure sur l'intérêt de tenir compte de cette variabilité spatiale. Quel est le rôle de l'hétérogénéité spatiale des précipitations dans la réponse du bassin versant en termes de débit à l'exutoire ?

[5] Source : Commissariat général du développement durable

Certaines études tendent à montrer que le bassin versant agit comme un filtre passe-bas qui lisse l'effet de l'hétérogénéité spatiale des précipitations. Elles indiquent que la quantité d'eau totale reçue par le bassin est une information suffisante pour la modélisation et qu'il n'est pas nécessaire de tenir compte de la variabilité spatiale des précipitations dans le modèle hydrologique pour calculer efficacement les débits à l'exutoire des bassins, cette variabilité ayant un rôle de second ordre sur la réponse du bassin. Des modélisations globales (sans représentation explicite des hétérogénéités spatiales) seraient alors suffisantes pour simuler le comportement hydrologique du bassin. D'autres études montrent au contraire que la réponse des bassins est différente en fonction de la localisation des précipitations, et qu'il est indispensable de prendre en compte explicitement la spatialisation des champs de précipitation dans la modélisation pluie-débit pour dépasser les limites de la modélisation globale, incapable de représenter explicitement la variabilité spatiale des précipitations.

Dans sa thèse, Bourqui (2008) a exploré l'impact de la variabilité spatiale des précipitations à travers la modélisation globale. Elle a montré qu'il est techniquement possible de prendre en compte cette variabilité des précipitations dans un contexte global avec l'utilisation d'indices synthétiques de variabilité ou avec la mise en place d'un schéma multi-modèles (globaux). Elle conclut cependant qu'*« en moyenne, les gains de performance que l'on peut espérer en modélisation pluie-débit en prenant en compte la variabilité spatiale des pluies sont faibles voire inexistants. La relative concordance des résultats entre les différentes approches et différents modèles testés donne une certaine confiance dans ce résultat.»* Toutefois il faut dire que les résultats évoqués ci-dessus traduisent une tendance moyenne sur un grand nombre de bassins versants. De plus, dans ce travail, les méthodes employées pour prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations n'ont pu s'appuyer que sur des réseaux de pluviomètres de densité très variable dont la configuration impacte directement la caractérisation de la variabilité spatiale des précipitations.

Aujourd'hui, les radars météorologiques permettent d'accéder à des mesures à haute résolution spatiale des champs de précipitation. Cependant, il faut reconnaître que les estimations des intensités pluvieuses pas radar ne sont pas toujours fiables. Même si les images radar sont de plus en plus utilisées dans le domaine de la prévision pour le suivi des situations hydrométéorologiques, leur utilisation dans la modélisation hydrologique reste souvent freinée par l'absence d'archives directement exploitables.

Récemment, Météo-France, en étroite collaboration avec les laboratoires de recherche et les services opérationnels du domaine, a établi une réanalyse des lames d'eau radar à partir de toutes les données disponibles (radar, pluviomètres horaires et journaliers). La réanalyse a été produite de manière homogène, sur l'ensemble du territoire métropolitain français, pour une période de 10 ans et permet d'accéder à une estimation à haute résolution spatiale (1x1 km) des cumuls horaires de

précipitation. C'est à partir de cette nouvelle base de données, considérée comme la meilleure estimation possible des cumuls horaires de précipitation spatialisés, que l'on propose d'analyser l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse des bassins versants.

Le principal objectif de cette thèse est d'explorer les améliorations apportées sur la simulation (et la prévision) des débits grâce à la prise en compte explicite de la variabilité spatiale des précipitations. L'originalité de ce travail réside dans l'évaluation de cet impact sur un large échantillon d'événements de crue observés sur une grande variété de bassins versants français. Il s'agit dans un premier temps de développer un modèle hydrologique spatialisé dont la structure permet d'étudier différentes échelles spatiales de discrétisation des bassins versants. Par la suite, l'intérêt de l'information radar pour la simulation et la prévision des débits est évalué comparativement à une utilisation exclusive des pluviomètres.

Organisation du mémoire

La première partie est méthodologique (chapitres 1 à 3).

Le premier chapitre propose une synthèse bibliographique sur la mesure et l'estimation des précipitations, la sensibilité des modèles pluie-débit à ces estimations de précipitation et les différentes approches de modélisation hydrologique.

Dans le deuxième chapitre, nous détaillons les bases de données de précipitation utilisées dans le cadre de cette thèse. En particulier, nous décrivons les principaux traitements réalisés par Météo-France pour la production de la réanalyse des lames d'eau.

Le troisième chapitre présente l'échantillon de bassins versants utilisé pour les différents tests de ce travail, ainsi que la sélection des événements de crue. Il s'agit de bassins français répartis sur le territoire métropolitain exclusivement.

La deuxième partie présente les modèles hydrologiques pluie-débit qui constituent les outils nécessaires à notre étude (chapitres 4 et 5).

Le quatrième chapitre présente le modèle pluie-débit global de référence qui servira de base au développement du modèle semi-distribué. Les stratégies d'implémentation et la méthodologie d'évaluation des modèles pluie-débit y sont présentées.

Dans le cinquième chapitre sont exposés le développement et la validation du modèle pluie-débit semi-distribué. Différentes versions ont été proposées, testées et comparées pour sélectionner le modèle le plus approprié à notre étude. Les choix méthodologiques et de développement y sont justifiés.

La troisième partie présente les résultats des tests destinés à analyser l'intérêt d'une modélisation pluie-débit spatialisée (chapitres 6 à 8).

Le sixième chapitre propose une analyse détaillée sur l'impact de la résolution spatiale des données d'entrée de précipitation sur la simulation des crues. Son contenu correspond à un article accepté pour publication dans Hydrology and Earth System Science.

Le septième chapitre analyse, par le biais de la modélisation pluie-débit, l'utilité de l'information radar pour l'estimation des précipitations par rapport à une utilisation exclusive des pluviomètres.

Le huitième chapitre analyse l'intérêt d'une modélisation spatialisée dans le contexte de prévision des crues comparativement à un modèle de prévision global actuellement opérationnel.

Enfin, la conclusion générale propose un résumé des principales avancées de ce travail et des perspectives qu'il ouvre pour la suite.

PREMIÈRE PARTIE

CONCEVOIR ET ÉVALUER UN MODÈLE PLUIE-DÉBIT

Chapitre 1

1 Variabilité spatiale des précipitations en modélisation hydrologique

1.1 Introduction

La pluie est la variable climatique fondamentale pour comprendre l'origine des débits des cours d'eau qui s'écoulent au sein d'un bassin versant. Le débit, réponse dynamique du bassin versant aux précipitations, est le résultat des effets combinés de nombreux processus hydrologiques tels que l'interception, l'infiltration, le ruissellement, le stockage ou la saturation des eaux dans le sol, et des conditions initiales du bassin. De ce fait, la transformation pluie-débit à l'échelle des bassins est un processus très complexe et la modélisation hydrologique est nécessaire pour la représenter.

Les modèles pluie-débit sont cependant des représentations simplifiées, qui restent des outils privilégiés pour comprendre le fonctionnement des hydrosystèmes, gérer la ressource en eau ou encore anticiper les risques liés à l'eau. Ces modèles sont bien plus sensibles aux précipitations qu'à l'évapotranspiration potentielle (ETP), autre donnée utilisée en entrée du système (Oudin 2004). Les erreurs sur l'estimation des précipitations sont considérées comme la principale source d'erreur sur la simulation des débits, indépendamment des erreurs structurelles du modèle utilisé, qu'il soit empirique ou élaboré sur des fondements physiques (Beven 2001a), et quelle que soit la taille du bassin versant considéré (Faures et al., 1995; Michaud et Sorooshian, 1994a).

Or la pluie est un phénomène discontinu et variable dans l'espace, ce qui complique considérablement son estimation (Roche 1964; Storm et al. 1989). L'hétérogénéité spatiale induit des difficultés non seulement sur la mesure correcte des précipitations à l'échelle du bassin versant mais aussi sur sa représentation dans la transformation pluie-débit. Ces problèmes d'estimation et de distribution spatiale ont un impact important sur la réponse du bassin en termes de débit à son exutoire.

Ce sujet a fait l'objet de nombreuses recherches ces quarante dernières années (Roche, 1964; Sutcliffe, 1966; Dawdy et Bergmann, 1969). Une littérature abondante présente sous différents aspects la question de l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse des bassins versants (Singh, 1997; Reed et al., 2004; Smith et al., 2013, 2012). Malgré ces efforts, il est encore difficile d'obtenir une synthèse claire des principales conclusions apportées par ces recherches étant donnée la grande variété des méthodologies et stratégies développées pour l'estimation des précipitations, de modèles hydrologiques utilisés ou de bassins étudiés.

Dans ce premier chapitre, nous dressons un état de l'art des principales recherches qui traitent du problème de la variabilité spatiale des précipitations, de sa mesure et de ses conséquences sur la réponse des bassins versants. Par la suite, nous discutons la méthodologie nécessaire à mettre en place pour analyser l'impact de l'hétérogénéité spatiale en modélisation pluie-débit avant de présenter la stratégie de recherche mise en œuvre dans le cadre de cette thèse.

1.2 Le problème de la variabilité spatiale des précipitations

1.2.1 Mesure et estimation des précipitations

1.2.1.1 Les outils de mesure

Les hydrologues travaillent essentiellement avec des précipitations observées. L'instrument de mesure le plus ancien pour mesurer les précipitations est le pluviomètre qui permet la mesure du volume d'eau collecté sur un intervalle de temps. C'est donc une mesure ponctuelle qui n'est pas représentative des précipitations sur une grande surface sans l'utilisation de techniques d'extrapolation s'appuyant sur un réseau de mesure ayant une densité spatiale appropriée. D'après L'hôte (1990), les premières estimations plausibles des pluies sur des grands bassins versants à partir des mesures ponctuelles de terrain sont attribuées aux savants Pierre Perrault (1611-1680), Edmé Mariotte (1620-1684) et Edmund Halley (1656-1742).

Quelques siècles plus tard, avec les avancées technologiques réalisées pendant la seconde guerre mondiale sur la détection et l'estimation à distance par ondes radio, le RADAR (RAdio Detection And Ranging) apparaît comme un nouvel outil de mesure des précipitations. Marshall et al. (1947) montrent qu'il existe une forte corrélation entre la réflectivité des ondes émises par un radar et l'intensité des précipitations. Ils soulignent que : *« il devient possible par conséquent de déterminer avec une précision suffisante l'intensité de la pluie en un point assez éloigné (de l'ordre de 100 km) à travers l'écho radar issu de ce point »*. Le radar apparaît alors comme un outil de mesure très intéressant puisqu'il permet d'accéder à une observation spatialisée des champs de précipitation.

Ces premiers travaux ont suscité d'abondantes recherches sur la mesure des précipitations par télédétection. Plus récemment encore, l'utilisation des images satellites est à l'origine de nombreux projets de recherche pour l'estimation des précipitations (Yilmaz et al., 2005; Gourley et al., 2011; Moreno et al., 2012). Cependant, le comportement stochastique des champs de précipitations, aussi bien dans le temps que dans l'espace, associé aux sources d'incertitudes des appareils de mesure, dégradent l'estimation des précipitations.

1.2.1.2 Estimation des précipitations à partir des réseaux de mesure ponctuels

La modélisation pluie-débit nécessite la connaissance des précipitations à l'échelle de grandes surfaces telles que les bassins versants. Dans le cas d'un échantillonnage des champs de précipitations par un réseau de mesure au sol, les données ponctuelles des pluviomètres doivent être extrapolées pour estimer la quantité d'eau précipitée sur une surface donnée. De nombreuses techniques d'extrapolation existent (Thiessen, 1911; Delhomme, 1978; Creutin et Obled, 1982), elles sont plus ou moins simples à mettre en œuvre et *a priori* exactes (Singh et Chowdhury, 1986; Lebel et al., 1987).

Dans tous les cas, quelle que soit la méthode d'extrapolation utilisée, la précision de ces estimations dépendra de la densité du réseau pluviométrique pouvant capturer la variabilité spatiale des précipitations. Par exemple, Huff (1970) calcule dans l'Illinois une erreur moyenne inférieure à 5% sur l'estimation des quantités d'eau mesurées avec une densité de 65 km² par pluviomètre. Il note cependant, que les erreurs varient en fonction du type d'événements et qu'elles sont deux à trois fois supérieures pour les événements convectifs qui présentent une forte variabilité spatiale par rapport aux événements stratiformes relativement uniformes spatialement. De même Robinson (2006) et Hrachowitz et Weiler (2010) ont montré que les erreurs d'estimation de la pluie de bassin augmentent (par rapport aux estimations obtenues avec la totalité du réseau) avec la diminution de la densité du réseau pluviométrique.

Certains travaux proposent de dimensionner l'échantillonnage spatial d'un réseau de mesure pluviométrique en calculant les dimensions caractéristiques de différentes structures pluvieuses. Creutin et al. (1997), Berne et al. (2009, 2004) et Emmanuel et al. (2012) ont calculé des variogrammes à partir des images radar pour définir les distances et durées de corrélation des champs de précipitation. En général, les deux sont liées : plus la durée de l'événement est courte, plus la "distance caractéristique" des structures pluvieuses est petite :

- Sous climat méditerranéen, où les orages convectifs d'été présentent de fortes variabilités spatiales des précipitations, Berne et al. (2004) suggèrent une résolution temporelle de 3 à 6 min et une résolution spatiale de 2 à 4 km pour des bassins versants urbains de 1 à 10 km². En termes de cumul sur les événements cévenols extrêmes de septembre et novembre 2002, Berne et al. (2009) calculent une distance maximale de décorrélation des structures de pluie qui varie entre 28 km (pour une durée de 6 h) et 75 km (pour une durée de 12h.).
- Sous climat océanique, Emmanuel et al. (2012) identifient quatre types d'orages :
    - La première structure est caractérisée par une distance de décorrélation de l'ordre de 17 km avec un temps de décorrélation de 15 min et correspond à des zones pluvieuses peu variables.
    - La deuxième se distingue par une distance de décorrélation de 5 km avec un temps de décorrélation de 5 min et correspond à des amas pluvieux intenses et fortement variables.
    - Les troisième et quatrième structures sont des doubles structures d'orages. Elles sont constituées par l'association de petits amas intenses (portées de 5 min et inférieures à 5 km) localisées au sein d'amas moins variables (portées de 12-15 km et 15 min).

Au final, les auteurs conseillent un échantillonnage spatial au sol compris entre 6 et 2 km (soit environ la distance de corrélation divisée par 3) pour capturer correctement les structures mises en évidence.

Ces études montrent l'importance de l'échantillonnage spatial de la mesure pour obtenir des estimations fiables, notamment dans les régions exposées à de fortes variabilités spatiales des précipitations. Or, il est techniquement et économiquement impossible de mesurer les précipitations en tout point de l'espace. Par conséquent, du fait de l'hétérogénéité spatiale des précipitations, il est impossible de connaitre réellement les précipitations sur un bassin versant avec un réseau au sol ponctuel (Storm et al. 1989; Sugawara 1993).

1.2.1.3 L'apport des mesures spatialisées des radars météorologiques

Par rapport aux pluviomètres, qui ne permettent d'accéder qu'à des mesures ponctuelles des précipitations, les radars météorologiques, qui fournissent une information spatialisée des champs de précipitations, offrent de grandes perspectives pour l'estimation des précipitations observées (Berne et Krajewski, 2013; Delrieu et al., 2009; Marshall et al., 1947). Cependant, la mesure radar est soumise à de nombreuses incertitudes et nécessite de nombreux traitements à la fois pour corriger la donnée radar et obtenir une estimation des précipitations au sol (Andrieu et al., 1997; Austin, 1987; Bourrel et al., 1994; Krajewski et Smith, 2002; Tabary, 2007; Wilson et Brandes, 1979). Des progrès considérables ont été réalisés et une abondante littérature a été publiée sur ce sujet (Biggs et Atkinson, 2011; Hazenberg et al., 2011).

Notons que l'un des principaux traitements de la mesure radar consiste à ajuster les estimations radar avec les caractéristiques des précipitations mesurées au sol : quantités précipitées grâce au pluviomètre (Seo et al., 1999; Wilson et Brandes, 1979; Wood et al., 2000a) et taille des gouttes grâce au disdromètre (Creutin et al., 1997; Martner, 1977; Uijlenhoet et Pomeroy, 2001). Bien qu'une nouvelle génération de radars (émettant en bande X et utilisant la double polarisation) permette d'espérer obtenir des estimations précises de précipitation sans recalage avec les mesures au sol (Moreau et al. 2009; Diss et al. 2009), la qualité de ces mesures diminue fortement au-delà de 60 km du radar (Diss 2009) et le déploiement de ce type de radar est encore limité. C'est pourquoi, dans la plupart des cas, les estimations spatialisées de précipitation par radar sont dépendantes du réseau de mesure au sol, puisqu'elles sont corrigées à l'aide de ces mesures ponctuelles, ce qui permet d'améliorer considérablement l'estimation de précipitations (Borga et Tonelli, 2000; Creutin et al., 1988; Johnson et al., 1999; Krajewski et al., 2010; Seo et al., 1990; Velasco-Forero et al., 2009; Wilson et Brandes, 1979; Wood et al., 2000b; Yilmaz et al., 2005).

L'évaluation de la qualité des données radar de précipitation est généralement effectuée de manière ponctuelle : les précipitations mesurées au sol par le pluviomètre sont comparées à

l'estimation obtenue sur le pixel de l'image radar situé au-dessus du pluviomètre. Malgré la différence d'échelle (dans les deux cas, les précipitations ne sont pas mesurées sur une surface du même ordre de grandeur), ces comparaisons ponctuelles permettent d'accéder à une référence assez fiable (correspondant au cumul ponctuel pluviométrique) afin d'évaluer la précision des données radar. Ces comparaisons sont effectuées avant et/ou après ajustement des données radar afin de séparer les erreurs induites par la mesure radar et les améliorations obtenues par l'utilisation des données radar combinées avec les mesures ponctuelles au sol. Nous détaillons ici quelques-uns de ces travaux de comparaison :

- En France, Tabary et al. (2007) ont évalué au pas de temps horaire l'efficacité du nouveau réseau radar météorologique (sans ajustement avec les mesures au sol) par rapport aux mesures pluviométriques pour une variété de 27 événements observés dans le Sud-Est de la France. Bien que la qualité des lames d'eau radar soit fortement améliorée sur les courtes distances (0-50 km) et longues distances (100-150 km), ils indiquent un biais résiduel de 28% sur les moyennes distances et 54% sur les longues distances.
- Emmanuel et al. (2011) ont effectué une comparaison par type d'événements entre les données ajustées du radar de Trappes (au Sud-Est de Paris) et 69 pluviomètres. Ils remarquent que la précision des données radar est significativement meilleure en hiver qu'en été. Cette perte de qualité est liée à la forte variabilité spatiale des précipitations pendant les événements convectifs observés en été (orages).
- Au Royaume-Uni, Biggs et Atkinson (2011) ont comparé les données pluviométriques et radar (sans ajustement avec les pluviomètres) sur un événement extrême d'hiver. Les erreurs ponctuelles pour le cumul de précipitation sur l'événement sont de 16% en moyenne avec des écarts qui varient entre 1% et 54%.
- Aux Etats-Unis, le réseau radar NEXRAD (the NEXt-generation weather RADar) est opérationnel depuis les années 1990 (Fulton et al. 1998). Les algorithmes de traitement n'ont cessé d'évoluer et d'améliorer l'estimation des précipitations, notamment grâce aux techniques de correction avec les données ponctuelles mesurées au sol (Johnson et al. 1999). Mazari et al. (2013) évaluent ponctuellement les nouvelles estimations de précipitation du réseau NEXRAD par rapport aux mesures de 50 pluviomètres réalisées au Texas. Sur des événements convectifs avec une forte variabilité spatiale, ils observent des différences de 61% au pas de temps 6 min, 51% au pas de temps horaire et 45% sur le cumul des événements observés.
- En Oklahoma, Krajewski et al. (2010) ont reproduit l'expérience de Wilson et Brandes (1979) sur le même terrain d'étude afin d'évaluer les progrès effectués. Ils comparent les cumuls pluviométriques de 20 événements avec les estimations d'un radar de nouvelle génération (NEXRAD) et obtiennent des différences moyennes de 42% avec des écarts qui varient entre

15% et 91%. Après correction des biais par ajustement avec les données sol, les écarts entre les données radar (ajustées) et pluviométriques diminuent : ils sont de 21% en moyenne, 12% au minimum et 45% au maximum. En comparaison avec l'expérience de Wilson et Brandes (1979), ils calculent une réduction de 33% en 30 ans sur les erreurs des données radar par rapport aux mesures pluviométriques. Cependant, ils concluent que *« la caractérisation des incertitudes de l'estimation radar des précipitations n'est pas bien comprise et reste encore inachevée »*.

Malgré les efforts considérables réalisés sur les traitements des données radar, ces études montrent que les erreurs (par rapport aux données pluviométriques) sont très variables entre les événements (durée, intensité, variabilité spatiale), les saisons (orages d'été et d'hiver), les régions (effets orographiques) et dépendent de la distance au radar (problème d'atténuation du signal). Néanmoins, les estimations radar et pluviométriques ne sont pas totalement comparables du fait des différences entre ces deux techniques de mesure (Austin 1987; Gourley et al. 2006; Mandapaka et al. 2009). D'une part, les pluviomètres fournissent une donnée ponctuelle alors que la mesure radar produit une estimation des précipitations dans un volume qui est moyenné sur une surface. De ce fait, la comparaison peut être biaisée dans le cas des champs de précipitation à forte variabilité spatiale ou à faible densité du réseau pluviométrique. Les estimations spatialisées des précipitations restent donc toujours incertaines et il est difficile d'évaluer leur qualité quel que soit le système de mesure utilisé.

1.2.2 Sensibilité de la modélisation pluie-débit aux estimations des précipitations

1.2.2.1 Incertitudes dues à l'hétérogénéité spatiale des précipitations

Une bonne connaissance des quantités d'eau totales reçues par le bassin versant est indispensable à la simulation des débits. Or, les pluies de bassin peuvent être très différentes si elles sont issues de pluviomètres et/ou de radars (Biggs et Atkinson, 2011; Borga, 2002; Creutin et al., 1997; Pellarin et al., 2002). Malheureusement, il est impossible de déterminer la meilleure estimation puisque les précipitations réelles ne sont jamais véritablement connues à cause de l'hétérogénéité spatiale des champs de précipitation et de l'incertitude des appareils de mesure.

Les incertitudes des estimations des précipitations vont se propager dans la modélisation pluie-débit et affecter les débits calculés à l'exutoire des bassins versants (Singh 1997; Sun et al. 2000; Borga 2002; Arnaud et al. 2011). Sachant que le modèle hydrologique n'est qu'une représentation approximative de la réalité hydrologique (Beven et Freer, 2001; Beven, 2001a), les hypothèses et stratégies de modélisation sont aussi une importante source d'incertitudes qui vont influencer la simulation des débits.

Les effets de l'hétérogénéité spatiale des précipitations sur les incertitudes de la simulation des débits ne sont pas faciles à analyser puisqu'ils combinent à la fois les erreurs sur les données d'entrée de précipitation et les erreurs induites par le modèle pluie-débit. Il est donc important de les distinguer :

(i) Les incertitudes provoquées par une mauvaise estimation des quantités d'eau en entrée du modèle pluie-débit. Il s'agit des effets « indirects » de l'hétérogénéité spatiale des précipitations qui entraîne une mauvaise estimation des volumes de pluie. Ces incertitudes sur les données d'entrée du modèle pluie-débit peuvent se propager aux volumes d'écoulements simulés, indépendamment des stratégies de modélisation choisies ;

(ii) Les incertitudes liées à la représentation de la variabilité spatiale des précipitations dans le modèle pluie-débit. Il s'agit des effets « directs » de l'hétérogénéité spatiale des précipitations sur la transformation pluie-débit qui va influencer la dynamique des hydrogrammes. En effet, on peut penser que la variabilité spatiale des précipitations influence la répartition des débits au sein du bassin versant. Cette hypothèse suppose que, pour un volume de précipitation équivalent, la réponse du bassin versant (en termes de débits à son exutoire) est différente si les précipitations reçues sont uniformes ou spatialement variables sur le bassin.

1.2.2.2 Impact d'une mauvaise estimation des précipitations en entrée du modèle pluie-débit

De nombreuses études ont analysé les incertitudes des simulations de débit en réponse aux estimations erronées des volumes de précipitation. Certaines d'entre elles proposent de calculer plusieurs séries de données d'entrée de précipitation en faisant varier le nombre de pluviomètres utilisés, puis d'étudier leur impact sur les débits simulés (Anctil et al., 2006; Andréassian et al., 2001; Arnaud et al., 2011; Biggs et Atkinson, 2011; Caracciolo et al., 2013; Dawdy et Bergmann, 1969; Dong et al., 2005; Faures et al., 1995; Michaud et Sorooshian, 1994a; Vaze et al., 2011; Wilson et al., 1979). Ces auteurs observent tous que les simulations de débit se dégradent lorsque la qualité des estimations de précipitation diminue :

- Dawdy et Bergmann (1969) diminuent progressivement le nombre de pluviomètres sur un bassin de 25 km². Ils concluent que des erreurs de 20% sur les débits de pointe peuvent être induites par une mauvaise estimation des précipitations lorsque le réseau de mesure est insuffisant pour représenter la variabilité spatiale des précipitations.
- Andréassian et al. (2001) ont généré aléatoirement plus de 1000 sous-échantillons de pluviomètres parmi les postes disponibles sur le bassin de l'Yonne (10700 km²), du Serein (1120 km²) et du Réal Collobrier (71 km²). Les débits sont calculés avec 3 modèles pluie-débit différents pour chaque pluie de bassin estimée à partir de chaque sous-échantillon. Les per-

formances des modèles pluie-débit (évaluées par rapport au débit observé) sont ensuite comparées en fonction de la qualité des estimations de pluie (par rapport à la meilleure estimation possible des précipitations lorsque la totalité des pluviomètres disponible est utilisée). Ils observent que les simulations de débit se dégradent lorsque la qualité des estimations de précipitation diminue.

- Dong et al. (2005) obtiennent d'importantes dégradations des simulations de débit en réduisant la densité du réseau de mesure de 5 à 1 pluviomètre sur leur bassin de 17000 km². Cependant, ils indiquent que les performances du modèle pluie-débit sont similaires quel que soit le nombre de pluviomètres compris entre 5 et 26 pour estimer les données d'entrée de précipitation.

D'autres travaux cherchent à améliorer la simulation des débits en affinant l'estimation des précipitations par l'utilisation des mesures spatialisées des radars (Borga, 2002; Carpenter et Georgakakos, 2004; He et al., 2013; Price et al., 2013; Sharif et al., 2011; Sun et al., 2000; Tarolli et al., 2013; Teague et al., 2013). Ils comparent ensuite les performances des modèles pluie-débit avec une utilisation exclusive des données pluviométriques. Ils observent que les performances des modèles pluie-débit se dégradent à cause d'une mauvaise estimation des précipitations, lorsque la densité du réseau de mesure pluviométrique n'est pas adaptée aux variabilités spatiales des champs de précipitations. Il existe une limite à partir de laquelle l'augmentation du réseau pluviométrique n'améliore plus la modélisation pluie-débit (Biggs et Atkinson, 2011; Dong et al., 2005) et l'utilisation et les données radar produit de meilleures estimations des précipitations (pour la simulation des débits) lorsque la densité spatiale des pluviomètres est trop faible uniquement (Seo et al. 1990) :

- Sur un bassin versant de 1060 km² à Darwin (Australie), Sun et al. (2000) estiment les précipitations de trois manières différentes à partir (1) des pluviomètres uniquement, (2) du radar uniquement et (3) du cokrigeage des données radars et pluviométriques. Certains pics de crue ne sont pas représentés par le modèle pluie-débit forcé avec les données pluviométriques, les erreurs sur les hydrogrammes calculés sont beaucoup plus importantes lorsque les données radar brutes sont utilisées, et c'est avec l'utilisation du cokrigeage des données radars et pluviométriques que les meilleures performances du modèle pluie-débit sont obtenues. Les auteurs concluent que la densité du réseau pluviométrique est insuffisante pour mesurer les champs de précipitation à forte hétérogénéité spatiale tandis que le cokrigeage permet d'estimer avec succès les variations spatiales des précipitations grâce à l'information spatialisée du radar. Avec une méthodologie similaire et les données issues du réseau radar NEXRAD (Etats-Unis), Teague et al. (2013) obtiennent de meilleures simulations de débit sur un bassin versant de 797 km² à Houston (Texas) par rapport à l'utilisation exclusive des plu-

viomètres. Ils attribuent les améliorations des performances du modèle pluie-débit à l'amélioration des estimations de précipitations grâce à l'information spatialisée des radars, notamment parce que la densité spatiale de leurs mesures ponctuelles est faible.

- Cependant, Seo et al. (1990) remarquent que : *« dans une certaine gamme de densité du réseau de mesure pluviométrique, les estimations des précipitations par le cokrigeage des radar-pluviomètre sont meilleures que les estimations pluviométriques lorsque la densité du réseau pluviométrique est la plus faible »*. Ce constat est vérifié par Biggs et Atkinson (2011), sur un bassin versant de 2065 km² situé au Pays de Galles. Ils obtiennent de meilleures performances du modèle pluie-débit avec les précipitations estimées par 12 pluviomètres par rapport à celles obtenues avec les données radar corrigées. Par contre, lorsque moins de 6 pluviomètres sont utilisés pour estimer la pluie de bassin, les performances du modèle pluie-débit chutent brutalement et deviennent inférieures aux estimations des données radars corrigées. De même, sur un bassin versant de 3500 km² au Danemark, He et al. (2013) affirment que l'information supplémentaire des données radars conduit à de meilleures simulations des débits lorsque le nombre de pluviomètres diminue et qu'il n'est pas possible d'atteindre les performances obtenues avec la totalité du réseau de pluviomètres.

Les études d'impact de le variabilité spatiale des précipitations sur les débits dépendent du réseau de mesure, ce qui amène à des conclusions différentes selon la taille des bassins versants (Faures et al. 1995), mais l'hétérogénéité spatiale des précipitations reste importante à toutes les échelles (Andréassian et al. 2001). Sur une base de 240 bassins versant australiens entre 50 et 2000 km², Vaze et al. (2011) montrent que les grands bassins sont plus sensibles à la densité du réseau pluviométrique que les petits bassins. De plus, ils observent que les améliorations induites par l'utilisation des données radar sont plus importantes sur les petits bassins parce que les bassins versants de grande surface contiennent généralement un plus grand nombre de pluviomètres. Des conclusions similaires sont proposées par Price et al. (2013) et Arnaud et al. (2011).

Par ailleurs, certains de ces résultats suggèrent que les performances optimales des modèles pluie-débit peuvent être atteintes avec des estimations de précipitation de moins bonne qualité *a priori*, obtenues avec une partie du réseau ponctuel de mesure disponible (Andréassian et al., 2001; Biggs et Atkinson, 2011; Dong et al., 2005; Obled et al., 1994). Borga (2002) montre que même si les erreurs sur l'estimation des précipitations ne sont pas négligeables, leur impact sur la qualité des simulations de débit est limité. En comparant les pluies de bassin horaires estimées sur leur bassin de 135 km² situé au Sud-Est de l'Angleterre, ils observent des écarts absolus de 50% entre les données radar-ajustées et le krigeage de 49 pluviomètres, tandis que les performances du modèle pluie-débit varient de 10% seulement.

Les modèles pluie-débit ont donc la faculté de tolérer les imperfections des données d'entrée de précipitations. Cette aptitude des modèles pluie-débit est attribuée au processus de calage qui parvient à compenser les biais des données de précipitations via l'ajustement des paramètres (Troutman 1983; Seo et al. 1999; Andréassian et al. 2001; Price et al. 2013). Ceci dit, la compensation d'erreurs dans les données d'entrées de précipitation par le calage des paramètres n'est possible que si la densité du réseau de mesure pluviométrique est suffisante (Anctil et al., 2006; Biggs et Atkinson, 2011; Dong et al., 2005) et dans les cas où les erreurs sur les données d'entrée de précipitation ne sont pas aléatoires (Seo et al. 1999; Oudin et al. 2006b). Enfin, même si les modèles pluie-débit atteignent de bonnes performances avec des données de précipitations estimées à partir d'un nombre limité de pluviomètres, la qualité des estimations de précipitation continue d'affecter la modélisation puisque la robustesse du modèle pluie-débit (i.e. la stabilité des jeux de paramètres calés) augmente avec la densité du réseau de mesure (Duncan et al. 1993; Andréassian et al. 2001).

1.2.2.3 Représentation spatiale des précipitations dans la modélisation pluie-débit

L'hétérogénéité spatiale des précipitations pose de nombreuses questions relatives à la transformation pluie-débit. En effet, le bassin versant réagit comme un intégrateur passe-bas qui filtre les hautes fréquences et lisse les variabilités spatiales et temporelles des précipitations (Oudin 2004). En termes de débit à son exutoire, le bassin versant est-il sensible à la distribution spatiale des précipitations ? Les travaux antérieurs montrent que :

- D'une part, la spatialisation des données d'entrée de précipitation dans la modélisation pluie-débit pose question sur le choix de la structure spatiale du modèle à employer (Blöschl et Sivapalan, 1995; Singh et Woolhiser, 2002) et l'interaction avec la variabilité spatiale des caractéristiques du bassin versant (Beven et al., 1988; Woods et Sivapalan, 1999). Les processus hydrologiques dépendent des hétérogénéités locales au sein du bassin versant (topographie, morphologie, géologie, pédologie, occupation des sols…), ce qui complique considérablement leur modélisation et nécessite de nombreuses données qui ne sont pas toujours disponibles ou observables (Beven, 2001a; Blöschl et Sivapalan, 1995; Goodrich et al., 1991). Ces problèmes (théorie de la transformation pluie-débit et disponibilité des données) suscitent de nouvelles hypothèses a priori qui ne sont pas toujours vérifiées, et les simulations peuvent être entachées par ces nouvelles sources d'incertitudes (Grayson et al. 1992; Beven 1989, 1996, 2006).

- D'autre part, le succès des simulations de débit avec des données d'entrée moyennées sur le bassin versant et spatialement uniformes a longtemps entravé les études sur l'importance de la nature spatiale et temporelle des précipitations (Hamlin 1983). Par exemple, certains travaux théoriques basés sur des expériences virtuelles indiquent que la structure spatiale

des champs de précipitation a un effet limité et secondaire sur les caractéristiques des hydrogrammes (Beven et Hornberger, 1982; Shah et al., 1996). Ils soutiennent que la précision des volumes des données d'entrée de précipitation est le facteur le plus important qui affecte la bonne reproduction des hydrogrammes (Pessoa et al. 1993). D'autres études montrent que le bassin versant est bien plus sensible à la résolution temporelle et concluent que l'effet de l'agrégation spatiale des précipitations est peu important (Krajewski et al. 1991; Winchell et al. 1998).

- De plus, certains modélisateurs réussissent à représenter l'hétérogénéité spatiale des bassins versants tout en conservant une transformation pluie-débit globale appliquée à l'échelle du bassin versant avec des entrées de précipitation spatialement uniformes comme c'est le cas dans le modèle TOPMODEL (Beven et Kirkby 1979) où le concept des « aires contributives variables » fait appel à la distribution d'un indice topographique pour prendre en compte la distribution spatiale de la réponse du bassin versant. De même, Moore et Clarke (1981) développent dans leur modèle pluie-débit PDM le concept de distribution de probabilité de la capacité d'infiltration et de stockage au sein du bassin versant. Dans sa thèse, Bourqui (2008) a montré qu'il est techniquement possible de prendre en compte la variabilité des pluies dans une structure de modèle pluie-débit spatialement uniforme à partir d'indices synthétiques de variabilité.

Pourtant, ces modèles « globaux », qui utilisent des données d'entrées moyennées et uniformes sur le bassin versant, sont souvent critiqués puisqu'ils ne représentent pas explicitement l'hétérogénéité spatiale des précipitations. A contrario, les modèles « distribués » séduisent par la nature spatialisée de leur structure qui offre la possibilité d'incorporer les caractéristiques spatiales des bassins aussi bien que l'utilisation des données d'entrée spatialisées de précipitation.

Afin de trancher sur l'importance de la spatialisation des précipitations pour répondre aux besoins de la modélisation, une méthodologie générale se distingue dans la littérature qui consiste à comparer les performances des différentes stratégies de modélisation à travers la qualité des simulations de débit.

1.3 Modélisation globale ou distribuée ?

1.3.1 Définitions et terminologies relatives à la modélisation pluie-débit

1.3.1.1 Les approches « top-down » et « bottom-up »

Le modèle pluie-débit est un modèle mathématique qui intègre les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant pour déterminer la réponse de celui-ci. De nombreuses structures, classifications et définitions des modèles pluie-débit ont été proposées dans la littérature et sont discutées dans les revues bibliographiques de Singh et Woolhiser (2002), Sivapalan et al. (2003) et Kampf et Burges (2007). En ce qui concerne la représentation des processus, deux approches se distinguent (Sivapalan et al. 2003) :

- La première est une approche ascendante (« bottom-up » ou « upward ») basée sur des fondements physiques et souvent caractérisée d'approche « à base physique », « réductionniste » ou « mécaniste ». Les processus hydrologiques sont représentés à travers les équations établies en théorie sur des petites échelles (comme les équations de Richards pour le transfert dans les zones saturées et non-saturées, les équations de St-Venant pour les écoulements à surface libre ou la loi de Darcy pour les écoulements souterrains) et étendues aux plus grandes échelles de discrétisation du bassin versant. Cette structure de modèle n'est donc pas basée sur des observations de la réponse des bassins versants mais sur une perception *a priori* du fonctionnement des bassins versants (Grayson et al. 1992; Beven 1989). Ces modèles sont nécessairement spatialisés, généralement fortement paramétrés avec des structures complexes. Les paramètres doivent être prédéterminés et, étant donné la non-linéarité des processus hydrologiques, il est difficile d'aboutir au cadre théorique qui décrit l'évolution des paramètres à travers différentes échelles de discrétisation.

- La seconde approche est une approche descendante (« top-down » ou « downward ») et souvent caractérisée d'approche « conceptuelle » ou empirique. Les processus hydrologiques sont conceptualisés à partir d'une interprétation des observations à l'échelle du bassin versant, avec un minimum de paramètre, sans représenter ce qui se passe aux échelles inférieures. A la différence des approches ascendantes, les processus hydrologiques ne sont pas spatialisés mais représentés directement à l'échelle du bassin versant et leurs paramètres sont déduits de données d'observation au lieu d'être prédéterminés. Cependant, ce type d'approche nécessite d'ajuster les paramètres du modèle par calage sur de longues séries de données d'observation de la réponse du bassin versant.

1.3.1.2 Définition des termes « global » et « distribué »

Il n'existe pas de définition consensuelle des modèles distribués dans la littérature (Kampf et Burges, 2007; Refsgaard, 2000; Smith et al., 2012b) et les différents termes utilisés ont tendance à être contradictoires et confus. Les modèles distribués sont souvent associés aux approches ascendantes tandis que les modèles globaux sont considérés comme une approche descendante (Sivapalan et al. 2003). Dans ces travaux, nous utiliserons la terminologie suivante :

- Les modèles **globaux** sont définis comme des structures qui ne tiennent pas compte explicitement de la variabilité spatiale des données d'entrée météorologiques et des caractéristiques du bassin versant. D'après Kampf et Burges (2007), le modèle global peut être défini comme un modèle à une dimension qui intègre les processus hydrologiques sur les trois dimensions spatiales du bassin versant pour calculer un débit à son exutoire.
- Les modèles **distribués** représentent les variabilités spatiales de manière explicite. Dans la définition plus restrictive de Singh et Woolhiser (2002), le bassin versant est considéré comme un ensemble de points sur lesquels les précipitations sont spatialisées et les processus hydrologiques sont résolus, par les équations physiques, en fonction des caractéristiques du bassin versant en ce point. Le terme « distribué » s'applique aussi bien à la spatialisation des précipitations qu'à celle des caractéristiques du bassin et à l'approche réductionniste qui est utilisée pour calculer la réponse du bassin versant aux précipitations.

De manière générale, à l'inverse du modèle global qui considère le bassin versant comme une seule entité de calcul, le modèle distribué discrétise le domaine simulé (c'est-à-dire le bassin versant) en sous-domaines séparés et interconnectés. On parlera dans ce cas du maillage, du découpage ou de la division du bassin versant. Le découpage du bassin versant peut être basé sur un maillage triangulaire irrégulier, une grille régulière ou d'autres unités fondamentales définies à partir de caractéristiques physico-morphologiques du bassin versant (Kampf et Burges, 2007) :

- Lorsque le modèle est dit **distribué**, l'élément de calcul est généralement une grille régulière (carrée, rectangulaire) ou triangulaire irrégulière.
- Lorsque l'élément de calcul est un sous-bassin (le bassin versant est divisé selon la topologie en un ensemble de sous-bassins versants) on parle généralement de modèle **semi-distribué**.
- Les hydrologues ont aussi défini des zones de discrétisation homogènes (où le comportement hydrologique est considéré homogène) à partir de la topologie, géologie, pédologie et occupation du sol. Cette approche permet de réduire le nombre de paramètres du modèle à déterminer en simplifiant les hétérogénéités spatiales du sol qui sont trop importantes à l'échelle du bassin versant. Il s'agit du concept des **unités hydrologiques représentatives** (HRU) et des **aires élémentaires représentatives** (REA) (Wood et al. 1988).

1.3.1.3 Combinaison des méthodes globales et distribuées

Certains modèles combinent approche globale conceptuelle et distribuée (ou semi-distribuée). L'objectif est d'augmenter la distribution spatiale du modèle global afin de prendre en compte explicitement les variabilités spatiales des données d'entrée ou des caractéristiques des bassins versants. On parlera dans ce cas de modèle (semi-)**distribué conceptuel**.

Chaque entité du bassin (maille, pixel de grille ou sous-bassin) est modélisée par une approche globale conceptuelle puis un schéma de routage hydraulique connecte les différentes entités du bassin et propage les contributions jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Dans ce type de modèle, les paramètres peuvent être distribués sur chaque sous-domaine (ils sont spatialisés sur le bassin versant : ils sont différents entre les entités du bassin) ou globaux (ils sont uniformes sur le bassin versant : ils sont identiques entre les différentes entités du bassin). On peut citer dans la littérature quelques exemples de modélisation semi-distribuées :

- Lindström et al. (1997) ont développé le modèle semi-distribué HBV-96 à partir du modèle conceptuel global HBV. Le bassin versant y est découpé en plusieurs sous-bassins eux-mêmes distribués en classes d'altitude et d'occupation du sol. Une simulation globale HBV est réalisée sur chaque sous-bassin, certains paramètres sont distribués sur les classes (approche HRU) tandis que d'autres sont uniformes sur le bassin versant. Le routage est assuré par la méthode de propagation hydraulique conceptuelle de Muskingum.
- Koren et al. (2004) ont développé le modèle distribué HL-RMS en combinant les particularités d'un modèle à base physique avec celles d'un modèle global. Ils divisent le bassin versant en une grille régulière carrée de 16 km², puis chaque pixel de la grille est divisé en un ensemble d'éléments en se basant sur la topologie : les versants conceptuels. Une simulation globale par le modèle conceptuel SAC-SMA est effectuée sur chaque versant conceptuel. L'approximation de l'onde cinématique est utilisée pour le routage des versants conceptuels au sein de chaque pixel de la grille régulière, puis entre chaque pixel jusqu'à l'exutoire du bassin versant.
- Andréassian et al. (2004) et Ajami et al. (2004) introduisent le terme « **semi-global** » pour définir un modèle pluie-débit dont le forçage des données météorologiques est spatialisé sur les sous-bassins mais dont les paramètres du modèle sont uniformes sur le bassin versant. La différence avec le modèle semi-distribué réside dans la spatialisation des paramètres.

Une multitude de modèles hydrologiques pluie-débit, globaux ou distribués, conceptuels ou à base physique, ont été développés. Une description de nombreux modèles peut être consultée dans les travaux de revue de Singh et Woolhiser (2002), Kampf et Burges (2007) et dans les projets de comparaison des modèles distribués (DMIP), détaillés par Reed et al. (2004) et Smith et al. (2012b,

2013). L'utilisation, le choix et la comparaison entre ces différentes approches de modélisation sont toujours source d'importants débats dans la littérature.

1.3.2 Comparaison des modèles pluie-débit distribués et globaux

1.3.2.1 Les modèles distribués plus performants que les modèles globaux

De nombreuses recherches dont celles de Krajewski et al. (1991), Ogden et Julien (1994), Lindström et al. (1997), Arnaud et al. (2002), Ajami et al. (2004), Saulnier et Le Lay (2009), Tramblay et al. (2011), Yakir et Morin (2011), suggèrent que les modèles distribués, dont la structure permet de prendre en compte explicitement la variabilité spatiale des précipitations et des caractéristiques des bassins versants, sont plus performants que les approches globales pour modéliser la réponse des bassins versants. Nous en détaillons ci-dessous quelques exemples :

- Krajewski et al. (1991) comparent les simulations de débit entre un modèle global (basé sur le concept de l'hydrogramme unitaire) et distribué (basé sur l'approximation de l'onde cinématique) sur un bassin versant de 7.5 km² situé dans l'Iowa. Il s'agit d'une analyse virtuelle de sensibilité du modèle pluie-débit puisque les simulations de débit sont comparées entre elles, sans l'utilisation d'un débit de référence réellement observé, et les données de précipitation sont générées à partir d'un modèle stochastique de pluie. Les données d'entrée de précipitation sont distribuées sur les 87 entités du modèle distribué tandis qu'elles sont moyennées et uniformes pour le modèle global. Ils remarquent que le modèle global sous-estime significativement les pics de crue par rapport au modèle distribué. Ils concluent que le modèle global ne parvient pas à reproduire les pics de crue lors de précipitations hétérogènes à cause de la non-linéarité de la réponse du bassin et préconisent en conséquence l'utilisation d'une approche distribuée.
- Ogden et Julien (1994) examinent la sensibilité de la résolution spatiale des données radar de précipitations en entrée du modèle distribué à base physique CASC2D sur un événement convectif à l'exutoire de deux bassins versants situés en Idaho (32 km²) et au Colorado (121 km²). Ils comparent les simulations de débit obtenues pour des résolutions spatiales variant entre 4 et 16 km². Ils observent de fortes réductions du pic de crue lorsqu'ils agrègent la résolution spatiale des données d'entrée de précipitation et recommandent une résolution spatiale inférieure à 0.4 fois la racine carrée de la surface du bassin versant.
- Lindström et al. (1997) testent la version semi-distribuée du modèle global HBV sur 10 bassins versants suédois dont la taille varie entre 100 et 6000 km². Ils comparent la version semi-distribuée HBV-96 et le modèle global HBV qu'ils évaluent en validation par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins versants. Bien que le modèle semi-distribué n'améliore pas toujours les performances du modèle global, ils obtiennent de meilleurs ré-

sultats sur 7 bassins versants avec une augmentation des performances de 86% à 89% en moyenne sur les 7 bassins.

- Ajami et al. (2004) comparent une version globale et semi-distribuée du modèle conceptuel SAC-SMA sur un bassin versant de l'Illinois (1645 km²). Ils testent l'impact d'un paramétrage global (les paramètres sont uniformes sur le bassin versant) et distribué (les paramètres sont spatialement distribués sur les mailles du bassin versant) et comparent les simulations de débit aux observations à l'exutoire du bassin. Ils remarquent que la spatialisation des précipitations en entrée du modèle semi-global (avec des paramètres globaux) améliore la simulation des pics de crue par rapport au modèle global. Par contre, la distribution des paramètres dans le modèle semi-distribué ne permet pas d'améliorer les performances du modèle semi-global.
- Saulnier et Le Lay (2009) utilise une version semi-distribuée du modèle conceptuel TOPMODEL pour la simulation de 2 événements cévenols extrêmes (Septembre 2002 et Décembre 2003) sur les bassins versants de l'Ardèche (2240 km²), des Gardons (1090 km²) et de la Cèze (1110 km²). Ils analysent l'importance de la localisation des précipitations sur le bassin en comparent le débit observé avec les simulations de débit obtenues avec un forçage des précipitations uniforme, distribué et aléatoirement distribué (i.e. les précipitations sont distribués sur le bassin versant sans respecter leur localisation). Ils remarquent qu'une localisation précise des champs de précipitation est nécessaire pour reproduire la crue de Septembre 2002.
- Yakir et Morin (2011) analysent les simulations distribuées d'un événement extrême sur un bassin versant de 94 km² en Israël pour différentes structure spatiales des champs de précipitation obtenues avec un générateur de pluie en faisant varier la localisation, direction et vitesse. Ils comparent les débits observés à l'exutoire du bassin avec les simulations de débit forcées par les champs de précipitation virtuels et le champ de précipitation observé par le radar. Ils observent que le principal facteur affectant la réponse du bassin est la localisation du champ de précipitation.

1.3.2.2 Les modèles globaux aussi performants que les modèles distribués

Toutefois, certains auteurs ont ouvertement critiqué l'approche majoritairement utilisée dans les études évoquées ci-dessus et qui consiste à avoir recours à des débits synthétiques générés par un modèle distribué (voir par exemple Andréassian et al., 2001) et ont milité pour l'utilisation de données réelles de pluie et de débit. De nombreux travaux montrent que le bassin versant agit comme un intégrateur des précipitations dont le fonctionnement est comparable à un filtre passe-bas. Ce dernier lisse tellement les variabilités spatiales des précipitations que la représentation explicite des hétérogénéités spatiales ne semble pas nécessaire pour reproduire la réponse des bassins versants. Nous en donnons ci-dessous quelques exemples :

- Naden (1992) compare une approche globale avec une méthode semi-distribuée conceptuelle pour représenter l'impact de la variabilité spatiales des sols et des précipitations sur le bassin de la Tamise (7000 km²) en Grande-Bretagne. Les réponses du bassin versant calculées pour sept événements pluvieux sont très similaires malgré la variabilité spatiale des précipitations observée. Naden remarque que la réponse lente des versants domine le routage du bassin versant et masque les impacts de la variabilité spatiale des précipitations. L'auteur conclut que la connaissance de la variabilité spatiale des précipitations n'est pas nécessaire pour ce type de bassin qui est modélisé avec succès à partir d'une approche globale.
- Obled et al. (1994) ont analysé l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse du bassin versant méditerranéen (le Réal Collobrier 71 km²) avec une version semi-distribuée du modèle TOPMODEL. Ils calculent les débits en réponse à un forçage uniforme et spatialisé des précipitations en entrée du modèle semi-distribué et ils évaluent les simulations par rapport au débit observé à l'exutoire du bassin sur 10 événements de crue. Ils observent que la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des précipitations n'améliore pas les performances du modèle semi-distribué par rapport à des données d'entrées de précipitation uniformes. Ils suggèrent que la réponse du bassin versant n'est pas sensible aux variabilités spatiales des précipitations parce qu'il est constitué de très petites aires contributives au ruissellement.
- Carpenter et al. (1999) développent un modèle semi-distribué, à partir du modèle global SAC-SMA, dans le but d'utiliser les données spatialisées des lames d'eau radar NEXRAD. Ils appliquent le modèle semi-distribué sur un bassin versant de l'Illinois (4150 km²) situé en Oklahoma qu'ils évaluent par rapport au débit observé à l'exutoire pour 13 événements de crue (Carpenter et al. 2001). Ils obtiennent des simulations comparables à celles obtenues avec le modèle global SAC-SMA et suggèrent que l'approche distribuée n'est pas meilleure que l'approche globale en termes de simulations des débits à l'exutoire des bassins.
- Cole et Moore (2008) testent le modèle distribué Grid-to-Grid, développé à partir du modèle global PDM, sur deux bassins versants (136 et 212 km²) au nord-ouest de l'Angleterre. La comparaison des performances évaluées par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins montre que les différences sont généralement très faibles entre le modèle distribué et le modèle global PDM. Les auteurs indiquent que les simulations des modèles globaux sont généralement robustes et permettent d'obtenir des simulations de débit plus précises que celles des modèles distribués.
- Kling et Gupta (2009) examinent l'effet de la discrétisation spatiale sur la simulation des débits de 49 bassins versants autrichiens (de 113 à 690 km²) avec plusieurs versions simplifiées du modèle conceptuel HBV, en mode distribué et global. Il s'agit d'expériences virtuelles

puisque la référence pour les comparaisons est le débit simulé par le modèle distribué qui a été préalablement calé par rapport aux observations. La variabilité spatiale des données météorologiques et des paramètres distribués est réduite peu à peu jusqu'à atteindre la représentation globale du modèle. Les modèles sont calés avec le débit de référence (issu du modèle distribué calé par rapport aux observations) à chaque changement d'échelle et après chaque agrégation spatiale. Ces expériences virtuelles permettent d'analyser l'impact de la spatialisation de la structure du modèle qui reste la même entre les différentes agrégations spatiales. Sur l'ensemble des bassins versants, l'optimisation des modèles globaux permet de reproduire les simulations issues du modèle distribué de référence. Cette étude confirme l'aptitude des modèles globaux à s'adapter aux impacts de l'hétérogénéité spatiale des précipitations à travers le calage des paramètres.

- Apip et al. (2012) construisent un modèle global de sédimentation en agrégeant un modèle originel de sédimentation distribué et à base physique. Les paramètres du modèle global sont déduits du modèle distribué sans introduire aucun calage. Ils testent ensuite le modèle global sur un bassin versant indonésien de 381 km². Les performances obtenues avec le modèle global sont relativement bonnes par rapport au modèle distribué en comparaison avec le débit observé et la concentration des sédiments mesurée à l'exutoire du bassin.
- Wrede et al. (2013) testent une version distribuée du modèle global HBV avec la représentation de la variabilité intra-maille des caractéristiques du bassin par l'utilisation des données de sol. Les performances du modèle distribué sont évaluées par rapport au débit observé à l'exutoire de 3 bassins suédois (218, 717 et 950 km²) et comparées au modèle HBV global. Ils concluent que « *il devient évident que les modèles distribués, sur-paramétrés, n'ont pas réussi à surpasser le modèle conceptuel HBV, dont la structure beaucoup plus simple comporte beaucoup moins de paramètres, en termes de qualité des simulations de débit ».*

1.3.2.3 Des résultats contrastés

Les travaux relatifs à la comparaison des modèles distribués et globaux mènent à des conclusions différentes au vu des résultats contradictoires de la littérature. Ceci semble paradoxal puisqu'intuitivement on pourrait s'attendre à de meilleurs résultats avec une approche distribuée plus « physique » qu'avec une approche globale.

Il est difficile de tirer des conclusions générales puisque les bassins étudiés, les modèles testés et les méthodologies de paramétrage et d'évaluation diffèrent entre chaque étude. Néanmoins, certaines de ces études donnent des pistes d'investigation pour expliquer ces résultats contradictoires.

Certains résultats suggèrent que la suprématie des modèles distribués dépend du succès du calage qui serait plus stable et performant dans le cas des modèles globaux dont la structure moins complexe et plus facile à optimiser. En effet, Michaud et Sorooshian (1994b) montrent qu'un modèle

distribué complexe est plus performant qu'un modèle global lorsque les modèles ne sont pas calés par rapport aux observations, mais les simulations des deux approches sont équivalentes après calage des paramètres. De même, Refsgaard et Knudsen (1996) obtiennent de meilleurs résultats avec un modèle distribué dans le cas où aucun calage n'est permis tandis que le modèle global devient aussi performant que le modèle distribué lorsqu'au moins 1 an de données sont disponibles pour caler les paramètres.

D'autres auteurs suggèrent que la réussite de l'approche distribuée (ou globale) est dépendante de la nature des bassins versants. Koren et al. (2004) suggèrent que les difficultés du paramétrage associées aux incertitudes des données d'entrée peuvent réduire les bénéfices de l'approche distribuée sur des bassins versants de taille conséquente (entre 300 et 3000 km²) dont le comportement tend à lisser les variabilités spatiales. Dodov et Foufoula-Georgiou (2005) observent que l'information spatiale de la distribution des précipitations améliore la simulation des débits, mais ces améliorations sont moindres sur un bassin versant en présence d'aquifères calcaires. Arnaud et al. (2011) notent que les différences entre les simulations globales et distribuées s'accentuent avec la taille des bassins versants.

Les comparaisons menées sur une variété d'événements suggèrent que l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse des bassins versants dépend fortement du type de champs de précipitation (Bell et Moore, 2000; Segond et al., 2007; Smith et al., 2004). Les travaux de Woods et Sivapalan (1999) généralisés par Viglione et al. (2010) et Zoccatelli et al. (2010) proposent un cadre théorique pour déterminer les conditions où la variabilité spatiale des précipitations influence la réponse des bassins versants. Par une approche analytique, ils montrent que cet impact est le résultat d'une interaction entre les caractéristiques du bassin versant et le champ de précipitation. Ils soulignent l'importance de la localisation des champs de précipitations ainsi que la dépendance avec le type d'événement pluvieux et le comportement lissant du bassin.

Dans un but de généralisation, Reed et al. (2004) et Smith et al. (2012a, 2013) ont mené deux projets de comparaison de modèles distribués et globaux : l'une en 2004 (DMIP) et l'autre en 2012 (DMIP2). Au total, 20 modèles sont testés et évalués sur un même terrain d'étude (deux bassins versants situés en Oklahoma) et sur la même période afin de mieux comparer les différentes approches et méthodologies appliquées. Chaque modèle est évalué par rapport aux observations de débit et les performances des approches distribuées sont comparées avec celles des approches globales obtenues avec deux modèles globaux de référence : le modèle SAC-SMA (Burnash et al. 1973) et GR4J (Perrin et al. 2003). Les résultats combinés de ces deux projets montrent que la modélisation distribuée spatialisée progresse. Néanmoins, les améliorations de la simulation des débits aux exutoires des bassins obtenues avec les modèles distribués par rapport aux modèles globaux sont faibles et ne sont pas aussi significatives qu'attendues. Les auteurs indiquent que ces résultats

ne doivent pas être considérés comme une limite ou une cause majeure d'inquiétude puisque les modèles distribués ont la capacité de fournir des informations précieuses sur certains événements spécifiques qui peuvent compléter les simulations des modèles globaux. Ils conseillent aux services opérationnels de continuer les prévisions de débit avec une approche globale et de considérer les modèles distribués comme un complément plutôt qu'un remplacement des modèles globaux. Enfin, ils estiment que de tels travaux de recherche doivent être étendus sur un plus grand nombre de bassins versants et d'événements avec une grande variété de cas d'étude pour mieux analyser, comprendre et quantifier l'impact des variabilités spatiales sur la réponse des bassins.

1.4 Synthèse de la revue bibliographique

1.4.1 Une absence de consensus

Pour résumer l'abondante littérature qui porte sur l'impact de l'hétérogénéité spatiale des précipitations et sa conséquence sur la réponse des bassins versants, on peut dire que la source des problèmes rencontrés provient en partie de la non-connaissance des quantités d'eau réellement précipitées. En effet, la variabilité spatiale des précipitations entraine des difficultés de mesure avec un réseau ponctuel au sol, que les technologies de la télédétection ne parviennent pas à surmonter entièrement. Bien que les hydrologues acceptent que les estimations de précipitation soient améliorées grâce à la combinaison de ces sources de mesure (ponctuelle et spatialisées), les données de précipitations obtenues restent toujours incertaines.

Il existe un consensus général sur le fait que les incertitudes des données d'entrée de précipitation ont une influence sur les sorties de la modélisation pluie-débit. Il est évident que les modèles pluie-débit ne peuvent pas calculer correctement les volumes d'eau à l'exutoire des bassins versants sur la base de volumes reçus erronés. Même si les modèles sont capables – dans une certaine mesure – de compenser les erreurs des données de précipitation par l'optimisation des paramètres avec les observations de débit, le calage des modèles a ses limites et des simulations de débit de bonne qualité ne peuvent plus être atteintes à partir d'une dégradation trop importante de la précision des précipitations ou dans le cas d'erreurs trop aléatoires.

Alors que les progrès réalisés en hydrologie ont permis de se positionner sans remettre en question ces deux derniers points, la question de la représentation des transformations pluie-débit au sein du bassin est l'objet d'une grande confusion. Il est intéressant de rappeler que la plupart des comparaisons entre les approches distribuées et globales ont été réalisées sur des expériences virtuelles. Effectivement, l'approche distribuée nécessitant des données spatialisées qui ne sont pas toujours disponibles, les champs de précipitations sont parfois calculés par des générateurs de pluie et le débit de référence utilisé pour la comparaison est alors issu de la modélisation distribuée à fine résolution. Il est donc difficile d'extrapoler les conclusions obtenues aux cas réels, le modèle

distribué se retrouvant en position de juge et partie. Par ailleurs, lorsque ces études sont confrontées à la réalité hydrologique (c'est-à-dire le débit observé), les conclusions restent liées au modèle étudié, à la résolution spatiale et temporelle utilisée ou à la méthode de calage appliquée (ou non) entre les changements d'échelle. De plus, ces études sont à chaque fois effectuées sur un petit nombre de bassins versants, différents entre chaque étude, pour des événements et des climats qui ne sont pas comparables. Il devient donc très difficile de conclure quant à l'intérêt de la prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations dans les modèles pluie-débit.

Un consensus existe sur l'efficacité des modèles pluie-débit, mais les avis divergent sur les approches choisies. Pour mieux appréhender la formation des écoulements, peut-on considérer le bassin comme une entité homogène avec des processus traités de façon globale, ou est-il nécessaire de considérer le bassin comme une entité hétérogène et prendre en compte explicitement la variabilité spatiale des processus en traitant ces processus de façon distribuée ? Est-ce que la prise en compte des hétérogénéités spatiales des phénomènes et notamment des précipitations se traduit effectivement par de meilleurs résultats en simulation des débits? Ces questions demeurent donc sans réponse claire et ouvrent de nombreuses pistes d'investigation dans le domaine de la modélisation hydrologique pluie-débit.

1.4.2 Recommandations pour l'utilisation et le développement d'un modèle semi-distribué

1.4.2.1 Pourquoi utiliser un modèle distribué ?

Pour analyser l'impact des hétérogénéités spatiales des précipitations sur la réponse des bassins versants, il est nécessaire d'utiliser un modèle. C'est évidemment la faiblesse de toute étude puisque le choix de la structure du modèle est subjectif et peut être inapproprié. Ce type de modèle doit être distribué (ou semi-distribué) pour représenter explicitement la variabilité spatiale des précipitations et permettre une analyse de son impact (Obled et al. 1994).

Malheureusement, en ce qui concerne la modélisation pluie-débit distribuée, nous ne sommes toujours pas capables de développer un modèle « physique » au sens propre, ni de définir les limites de cette approche théorique (Singh et Woolhiser, 2002). De ce fait, une multitude de modèles a été développée et le choix de la structure à utiliser peut s'avérer très difficile du fait de leur complexité, de la validation de leur structure, de la disponibilité des données nécessaires, de la multitude de paramètres en jeu aux différentes échelles spatiales de discrétisation et de l'équifinalité des jeux de paramètres à déterminer (Beven et Binley, 1992; Beven, 2001b, 1996, 1993).

1.4.2.2 Développement d'un modèle distribué

Dans le but de limiter les problèmes d'utilisation du modèle distribué, de nombreuses recommandations ont été formulées par la communauté hydrologique pour son développement et son utilisation (Beven, 2001a; Blöschl et Sivapalan, 1995; Refsgaard, 2000; Singh et Woolhiser, 2002) :

- Beven (1989) préconise l'utilisation de structures distribuées conceptuelles et conseille d'abandonner les approches « à base physique » parce que les équations physiques, établies dans un cadre théorique bien précis, ne sont plus valables aux échelles spatiales envisagées dans la modélisation hydrologique pluie-débit (Beven 1996; Refsgaard 2000) .

- La structure du modèle doit être parcimonieuse, aussi simple que possible, afin de limiter les problèmes d'équifinalité rencontrés lorsque le nombre de paramètres à déterminer est trop important (Obled et al. 1994; Beven 1996) .

- La structure du modèle doit être aussi simple que possible et adaptée à la disponibilité des données nécessaires pour son élaboration (Blöschl et Sivapalan, 1995; Singh et Woolhiser, 2002). La discrétisation spatiale du bassin versant et le choix des processus hydrologiques pris en compte doivent être adaptés à la résolution spatiale des données d'entrée du modèle (Delrieu et al. 2009a) .

- Dans la mesure du possible, la structure du modèle distribué doit être équivalente pour les différentes échelles spatiales étudiées. En effet, les nombreuses études sur l'impact des variabilités spatiales ont montré que les résultats dépendent des modèles utilisés : ils peuvent être contrastés pour des modèles différents à cause d'un comportement plus ou moins sensible à la spatialisation des structures ou des données d'entrée (Andréassian et al. 2001; Vaze et al. 2011; Hunukumbura et al. 2012; Caracciolo et al. 2013) .

- Le modèle doit être calé pour chaque discrétisation spatiale (Bárdossy et Das, 2008; Finnerty et al., 1997; Koren et al., 1999) et à chaque changement de résolution spatiale des données d'entrée (Obled et al. 1994; Chaubey et al. 1999; Das et al. 2008), par rapport à des données historiques, pour ne pas biaiser les comparaisons aux différentes échelles spatiales étudiées.

Enfin, une fois que le modèle distribué est construit, les simulations doivent être évaluées par rapport aux observations de débit, en mode validation (et non pas en mode calage), sur une plage de données qui n'a pas servi à l'optimisation de ses paramètres. Cette étape d'évaluation est importante afin de valider sa représentativité et justifier son utilisation.

1.4.2.3 Comment évaluer un modèle semi-distribué ?

Le modèle distribué doit être validé par rapport aux données observées qu'il cherche à reproduire. L'un des avantages du modèle semi-distribué est la possibilité d'accéder aux simulations sur les points intérieurs du bassin versant (Koren et al., 2004; Michaud et Sorooshian, 1994b), ce qui permet de tester la cohérence spatiale du modèle (Vieux et al. 2004; Lerat 2009).

- ⇨ *Les simulations distribuées de débits devraient donc être évaluées par rapport aux données de débit observées à l'exutoire du bassin versant et sur des points intérieurs jaugés quand ils existent.*

Les comparaisons entre les simulations distribuées et globales ont donné des résultats contrastés sur des bassins et des types d'événements pluvieux différents. De nombreuses études s'accordent sur le fait que les modèles globaux produisent des simulations de débit équivalentes, voire meilleures, pour des événements stratiformes (où la variabilité spatiale des précipitations est faible) que les modèles distribués. Pour des événements convectifs (à forte hétérogénéité spatiale), les modèles distribués sont légèrement meilleurs que les modèles globaux du fait de l'accroissement de la non-linéarité de la réponse hydrologique. Cet avantage tend à diminuer lorsque la taille des bassins augmente.

- ⇨ *Le modèle distribué devrait être évalué sur une variété de bassins versants et sur des événements pluvieux contrastés.*

Enfin, nous retiendrons qu'avant d'étudier l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse des bassins versants, il est important d'analyser la sensibilité de la structure du modèle à l'agrégation spatiale. En effet, certaines structures de modèle peuvent être plus adaptées à une approche (spatialisée) qu'à une approche (globale).

- ⇨ *Les performances des modèles distribués ou globaux devraient être comparées pour différentes échelles spatiales de discrétisation et pour des données d'entrée équivalentes, afin de quantifier l'impact de la spatialisation de la structure du modèle avant d'évaluer celle des données d'entrée de précipitations.*

Ces différentes étapes sont importantes pour valider l'utilisation d'un modèle distribué et analyser les impacts des hétérogénéités spatiales des précipitations sur la réponse des bassins versants à travers la modélisation hydrologique pluie-débit.

1.4.3 Stratégies de recherche envisagées

La revue bibliographique a mis en évidence qu'il n'existe pas de consensus sur la nécessité de prendre en compte explicitement la variabilité spatiale des précipitations dans les modèles pluie-débit. De nombreux partis pris existent, mais ceux-ci sont basés généralement sur des bassins singuliers et/ou des événements très spécifiques. De plus, de nombreuses études se sont appuyées sur des données virtuelles qui ne sont pas représentatives de la réalité hydrologique du comportement des bassins versants.

Un des objectifs de cette thèse est de comprendre et déterminer les conditions dans lesquelles une approche distribuée est préférable à une approche globale. Nous tenterons notamment de répondre aux questions suivantes :

(i) **Les bassins versants sont-ils sensibles à la variabilité spatiale des précipitations ?**

(ii) **Si c'est le cas, est-il possible de déterminer les bassins versants (ou les événements au sein d'un bassin versant) qui sont sensibles aux hétérogénéités spatiales des précipitations ?**

(iii) **Est-il possible de quantifier l'importance de cet impact ?**

Ces investigations nécessitent l'utilisation d'un modèle dont la structure permet de prendre en compte explicitement la variabilité spatiale des précipitations (modèle distribué), facilement paramétrable (approche conceptuelle), pour permettre une application sur un échantillon de bassins versants divers et variés. Cela nécessite la disponibilité d'une base de données de précipitations spatialisées précises et fiables pour étudier correctement le problème de l'hétérogénéité spatiale des précipitations.

Dans cette optique, Météo-France a mis à notre disposition une base de données horaire grâce à l'utilisation conjointe d'informations spatialisées radar et d'informations ponctuelles (pluviomètres) : la réanalyse des lames d'eau. Nous sommes les premiers utilisateurs de cette base de données établie sur tout le territoire français métropolitain dans une perspective hydrologique. De ce fait, nous testerons cette nouvelle base de données et nous chercherons notamment à quantifier l'apport des informations radar sur la simulation des débits par rapport à une utilisation exclusive des pluviomètres.

Enfin, en fonction des résultats obtenus en simulation, nous tenterons de tirer profit des éventuels bénéfices d'une approche distribuée appliquée à la prévision des crues. Les prévisions seront évaluées par rapport aux observations de débit et comparées avec le modèle global de prévision actuellement opérationnel dans les services de l'état.

Chapitre 2

2 Présentation de la réanalyse des lames d'eau

2.1 Introduction

Le radar météorologique est aujourd'hui un instrument de mesure opérationnel qui permet d'accéder à des observations de haute résolution des champs de précipitation. Cependant, la précision des quantités d'eau estimées est instable du fait des nombreuses incertitudes de la mesure radar (Wilson et Brandes 1979; Krajewski et al. 2010; Berne et Krajewski 2013). Les pluviomètres, qui fournissent une estimation ponctuelle, restent l'outil de mesure de référence. Toutefois, de nombreuses études ont montré que les estimations des précipitations sont améliorées à partir de l'ensemble des réseaux de mesures disponibles, en combinant la quantité d'eau mesurée par les pluviomètres avec la distribution spatiale estimée par radar (Wilson et Brandes 1979; Creutin et al. 1988; Sun et al. 2000).

Un des objectifs de cette thèse est d'explorer l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse des bassins versants, à travers la modélisation hydrologique pluie-débit. Cela requiert des estimations spatialisées, aussi précises et fiables que possible, des précipitations. Dans cette optique, nous avons utilisé une nouvelle base de données de précipitation exploitable pour les applications hydrologiques, récemment mise en place par Météo-France. Il s'agit d'une action de ré-analyse des données de précipitation s'appuyant sur les archives radars et pluviométriques. Le résultat est une base de données horaire traitée de façon homogène sur la France métropolitaine, à la résolution spatiale kilométrique et sur une durée de dix ans (1997-2006). Cette base de données unique et très complète, appelée réanalyse des lames d'eau, est aujourd'hui considérée comme la meilleure estimation des cumuls de précipitation spatialisés au pas de temps horaire.

Ce chapitre synthétise les travaux réalisés par Météo-France pour l'élaboration de cette base de données. Nous présentons brièvement les principes généraux de la mesure radar avant de décrire les traitements appliqués pour la production de la réanalyse. Les détails concernant la création de cette base de données se trouvent dans les rapports techniques de Guéguen et Moulin (2010), Guéguen et al. (2011) et les publications de Laurantin et al., (2012) et Tabary et al. (2012).

2.2 La mesure radar des précipitations

Dans cette partie, nous présentons brièvement les principes généraux et les limites de la mesure radar pour les précipitations plus largement décrits par Champeaux et Lorandel (2009).

2.2.1 La formation des précipitations

L'eau à l'état gazeux dans l'air se condense pour former les gouttelettes de nuage. C'est la nucléation. S'il fait suffisamment froid, il se produit une condensation solide et la vapeur d'eau se transforme directement en cristaux de glace. Ce sont les gouttelettes de nuage et les cristaux de glace qui constituent le contenu des nuages.

Par différents processus, ces éléments grossissent jusqu'à devenir trop grands pour rester en suspension dans l'air : ils chutent, le contenu du nuage précipite, il pleut ! La gouttelette de pluie est d'environ 100 fois plus grande que la gouttelette de nuage. C'est la taille des éléments qui différencie les précipitations des nuages (Tableau 1).

Particules de nuage et précipitation	Taille des particules (mm)
Gouttelette de nuage	*0,02*
Gouttelette de bruine	*0,1 à 0,5*
Gouttelette de pluie	*0,5 à 5,0*
Flocon de neige	*2,0 à 5,0*
Grêlon	*5,0 à 50,0*

Tableau 1 : Taille des éléments qui constituent les nuages et précipitations.

2.2.2 Principe de la mesure radar

Le nom de RADAR, acronyme du terme anglais « RAdio Detection And Ranging », que l'on peut traduire par « radiolocalisation » en français, désigne le procédé de repérage d'objets par ondes radio. On utilise communément ce nom pour définir le dispositif qui mesure la distance d'un obstacle par l'émission et la détection d'ondes radioélectriques réfléchies à sa surface. Marshall et al. (1947) sont les premiers à montrer qu'il est possible de déterminer l'intensité des précipitations avec ce type de mesure.

Le radar émet dans l'atmosphère des impulsions électromagnétiques puissantes, très brèves, à des intervalles réguliers et à des fréquences élevées. En fonction de la fréquence d'émission des ondes radar, on est capable de déterminer la longueur d'onde du signal :

$$\lambda = {}^{c}/_{f} \qquad \textbf{Eq. 1}$$

avec λ (m) la longueur d'onde, c (m/s) la vitesse de la lumière et f (Hz) la fréquence du signal radar.

En météorologie, les radars utilisés pour la détection des précipitations sont en bande X, C ou S (voir Tableau 2). En France, les radars météorologiques sont de type bande C dans les régions tempérées et bande S (dans le sud de la France et en Bretagne à Plabennec). Quatre radars en bande X ont récemment été installés dans le Sud-Est de la France, dans le cadre du projet RYTHMME[6] mais nous n'en parlerons pas au cours de cette thèse puisqu'ils n'ont pas été utilisés pour la production de la réanalyse.

Bande de fréquence	*K*	*X*	*C*	*S*	*L*
Fréquence (GHz)	*30*	*10*	*6*	*3*	*1.5*
Longueur d'onde (cm)	*1*	*3*	*5*	*10*	*20*
Usage	*Nuages*	*Précipitations*	*Précipitations*	*Précipitations*	*Aéronautique*

Tableau 2 : Visibilité du radar en fonction de longueur d'onde du faisceau radar émis

La longueur d'onde conditionne la dimension de l'aérien (i.e. l'antenne parabolique et son radome de protection), la cible détectée et la profondeur de pénétration : des longueurs d'onde trop grandes traversent les précipitations sans interagir tandis que les longueurs d'onde les plus courtes sont les plus atténuées par la traversée de la pluie mais les mieux réfléchies (Tableau 2). En effet les ondes radioélectriques émises par le radar se propagent à la vitesse de la lumière et réagissent avec le milieu. Les cibles absorbent une partie du faisceau radar et rayonnent dans toutes les directions. Une fraction très faible est renvoyée vers le radar : c'est le signal utile.

L'intensité du signal est normalisée en réflectivité qui mesure l'efficacité avec laquelle une cible intercepte et renvoie l'énergie radioélectrique. La réflectivité dépend de la taille, de la forme, du coefficient d'aspect et des propriétés diélectriques de la surface de la cible. Dans le cas d'un radar météorologique, d'après la loi de Rayleigh, la surface équivalente radar des cibles varie comme la sixième puissance du diamètre d'une sphère d'hydrométéore. La mesure radar de réflectivité est calculée à partir de la puissance reçue par le radar et du délai entre émission et réception qui permet de calculer la distance de la cible au radar:

$$P_r = \frac{C \,.\, Z}{r^2} \qquad \textbf{Eq. 2}$$

avec P_r la puissance reçue par le radar du signal utile, r la distance au radar, C une constante radar et Z le facteur de réflectivité en $mm^6.m^{-3}$ (sur le volume de résolution). Le facteur de réflectivité est souvent exprimé en dBZ par la conversion suivante : $Z(dBZ) = 10.\log Z\ (mm^6.m^{-3})$.

[6] RHYTMME : Risques Hydrométéorologiques en Territoires de Montagnes et Méditerranéens (2008-2013). Ce projet qui entre dans le cadre du Contrat de projet État-Région 2007-2013, est cofinancé par l'Union Européenne, le Ministère en charge de l'écologie - DGPR (Direction Générale de la Prévention des Risques) et la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Il est coordonnée par Irstea et Météo-France. Pour plus d'information : https://rhytmme.irstea.fr/.

Il existe un lien entre la réflectivité et la distribution de la taille des cibles (nombre de particules par unité de volume d'air en fonction de leur diamètre). Par exemple, une distribution uniforme des gouttelettes d'eau de 1 mm de diamètre à raison de 1 goutte par litre équivaut à une réflectivité de 1000 mm^6/m^3 soit 30 dBZ. Un radar peut aussi bien détecter des particules d'eau dans l'atmosphère que des avions, oiseaux ou montagnes (écho de sol). La Figure 1 présente les plages de réflectivité pour quelques cibles susceptibles d'être détectées par les radars météorologiques.

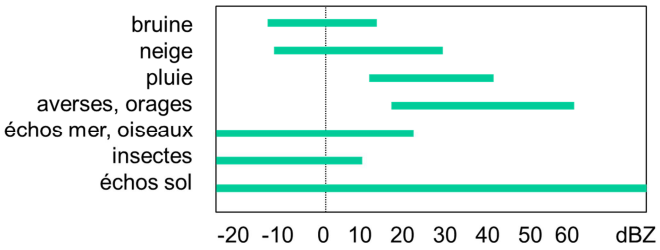


Figure 1 : Lien entre distribution de la taille des cibles et réflectivité (Champeaux et Lorandel 2009)**.**

Un autre lien existe entre la distribution du diamètre des gouttes dans un nuage et son intensité de précipitation, on est donc capable de déterminer les intensités de précipitation en fonction de la réflectivité. La réflectivité *Z* (en dBz) mesurée par un radar est statistiquement reliée à l'intensité de précipitations *R* (en mm/h) par une relation empirique. Il s'agit des relations *Z*-*R* de type :

$$Z = a.R^b \qquad \textbf{Eq. 3}$$

Les coefficients *a* et *b* de ces relations dépendent du type de précipitation observée, il existe donc un grand nombre de relation *Z*-*R*. C'est la relation de Marshall-Palmer (1947) qui est généralement utilisée en France métropolitaine puisqu'elle est valide pour les pluies stratiformes. Cependant, cette relation n'est plus optimale pour les précipitations convectives et pour la neige. A titre d'exemple, voici quelques relations utilisées par Météo-France pour convertir les mesures radar de réflectivité en intensité de précipitation en fonction du type de précipitation :

- Pluie stratiforme : $Z = 200.R^{1.6}$ (loi de Marshall-Palmer) **Eq. 4**
- Pluie convective : $Z = 300.R^{1.35}$ **Eq. 5**
- Neige : $Z = 1780.R^{2.21}$ **Eq. 6**

Dans le cas de la réanalyse, les radars utilisés ne reconnaissent pas le type de précipitation observée et la relation de Marshall-Palmer a été choisie pour convertir les mesures de réflectivité en intensité pluvieuse : la précipitation est supposée à l'état liquide et stratiforme. Ainsi, l'intensité pluvieuse peut être sous-estimée s'il s'agit de neige. De plus, la mesure radar est affectée par de nombreuses erreurs qui nuisent à la quantification des précipitations.

2.2.3 Les limites de la mesure radar

Le radar permet d'estimer des intensités de précipitation dans l'atmosphère à partir des mesures de réflectivité. Cependant des obstacles peuvent gêner la propagation du faisceau, ce qui induit de nombreuses erreurs sur l'estimation des précipitations au sol. Les différentes sources d'erreur rencontrées dans la mesure des précipitations par radar sont les suivantes :

- **Echos fixes :** ils sont liés à la détection d'obstacles par le radar (relief, bâtiments…). Le signal reçu est interprété comme des précipitations.
- **Masques :** Dans les zones d'écho fixe, les obstacles masquent partiellement ou totalement le faisceau émis par le radar. Les intensités pluvieuses dans ces zones sont sous-estimées.
- **Echos de ciel clair :** le radar peut mesurer la présence de précipitation dans l'atmosphère alors qu'il ne pleut pas et qu'il y a absence de nuage (ciel clair). Cette perturbation du signal est causée par des interférences avec d'autres cibles que celles des précipitations (oiseaux, insectes, avions, leurres militaires…).
- **Propagation anormale :** le faisceau peut être dévié vers le sol dans des conditions atmosphériques particulières (fortes stratifications en température, au-dessus des surfaces évaporantes …). Le signal est alors parasité par les échos du sol et le radar mesure des précipitations qui n'existent pas.
- **Phénomène de bande brillante :** Le changement d'état de l'eau dans l'atmosphère autour de l'isotherme 0°C entraîne un pic de réflectivité. L'intensité pluvieuse est surestimée dans cette zone.
- **Altitude du faisceau :** Lorsque la distance au radar augmente, l'altitude augmente (selon l'angle de site du radar et la rotondité de la Terre) et la résolution diminue. A partir d'une certaine altitude, il peut y avoir de grandes différences avec les intensités mesurées au sol (évaporation des précipitations dans l'atmosphère). En pratique, la limite de visibilité du radar est comprise entre 80 et 100 km.
- **Variabilité de la loi Z-R :** Si le radar ne reconnait pas le type de précipitation (pluie, neige ou grêle) et la relation Z-R reste fixée et identique indépendamment du système précipitant, les précipitations sont alors mal estimées car elles sont dans un état différent du domaine d'application de la relation Z-R.
- **Atténuation :** S'il y a plusieurs cibles sur un même parcours, le faisceau peut être atténué par les fortes pluies et la seconde cible peut ne pas être détectée. L'atténuation du signal dépend de la longueur d'onde et de l'intensité pluvieuse. Pour les radars de bande S, l'atténuation est faible mais peut aller jusqu'à l'extinction du signal en bande C et X.

Les données radar brutes doivent impérativement être analysées pour identifier et corriger ces erreurs de mesures. Les traitements sont effectués à la fois sur les cartes de réflectivité (en dBZ) et sur les cumuls horaires (mm/h) après transformation par la loi Z-R.

2.3 Description des traitements pour la production de la réanalyse des lames d'eau

La réanalyse des lames d'eau a été établie par Météo-France en février 2012 sur une période de 10 ans (1997-2006), au pas de temps horaire et à la résolution kilométrique sur tout le territoire métropolitain français. Afin d'obtenir la meilleure estimation possible des précipitations, de nombreux traitements ont été opérés sur la base des expériences opérationnelles acquises par la Direction des Systèmes d'Observation (DSO) de Météo-France. Nous ne présentons ci-dessous que les grandes lignes de ce qui est détaillé dans les documents techniques internes de Météo-France (Guéguen et Moulin 2010; Guéguen et al. 2011).

2.3.1 Présentation des données de précipitation disponibles

La réanalyse des lames d'eau est un travail de grande ampleur qui combine les images des radars météorologiques avec les données ponctuelles des pluviomètres horaires et journaliers entre 1997 et 2006. Les données pluviométriques proviennent du réseau pluviométrique de Météo-France (BDCLIM), d'Electricité De France (EDF) et du Service de Prévision des Crues (SPC) Grand-Delta dont les données ont été validées par l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHMCV). Les données radars sont issues des mesures du réseau radar météorologique de Météo-France (Figure 2).

La Figure 2 présente l'évolution du réseau radar de Météo-France entre 1975 et 2009. Les premiers radars ont été opérationnels dans les années 70-80 à Bordeaux (1975), Trappes (1980) et Toulouse (1983). Les derniers ont été installés à Montancy (2007), Momuy (2006) et Blaisy-Haut (2006). Au total, 25 appareils sont en service depuis 2007. Certains d'entre eux ont été remplacés (le radar de Nantes est remplacé par celui de Treillères en 1996, ceux de Lyon-Satolas et Brest cèdent respectivement leur place aux radars de Saint-Nizier et Plabennec en 2001) tandis que d'autres ont été renouvelés (Toulouse en 2006, Nîmes-Manduel en 2007 et Abbeville en 2009).

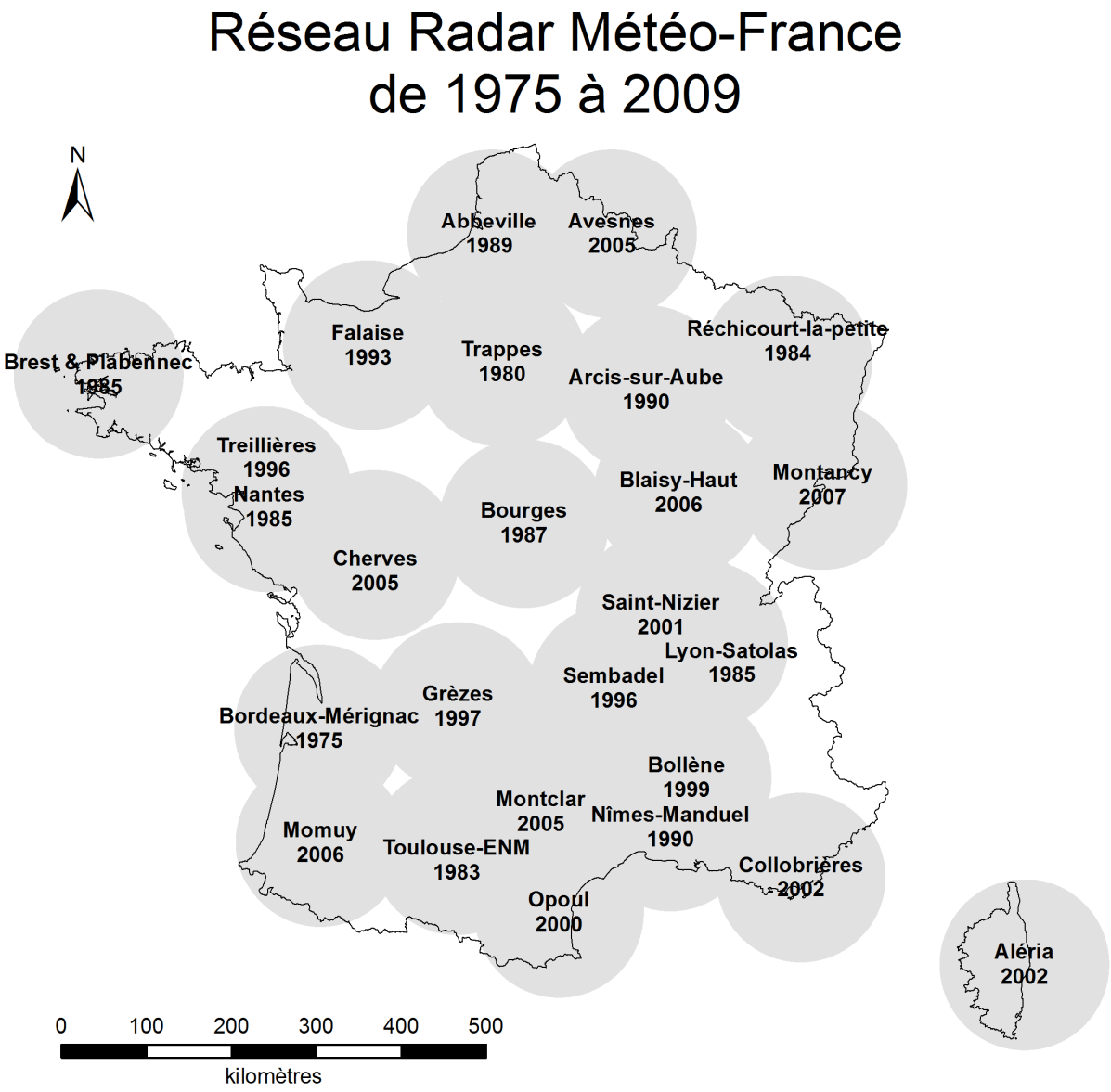


Figure 2 : Dates de mise en service des radars météorologiques français entre 1975 à 2009. La portée théorique des radars pour la mesure des précipitations est représentée par des cercles concentriques de 100 km de diamètre.

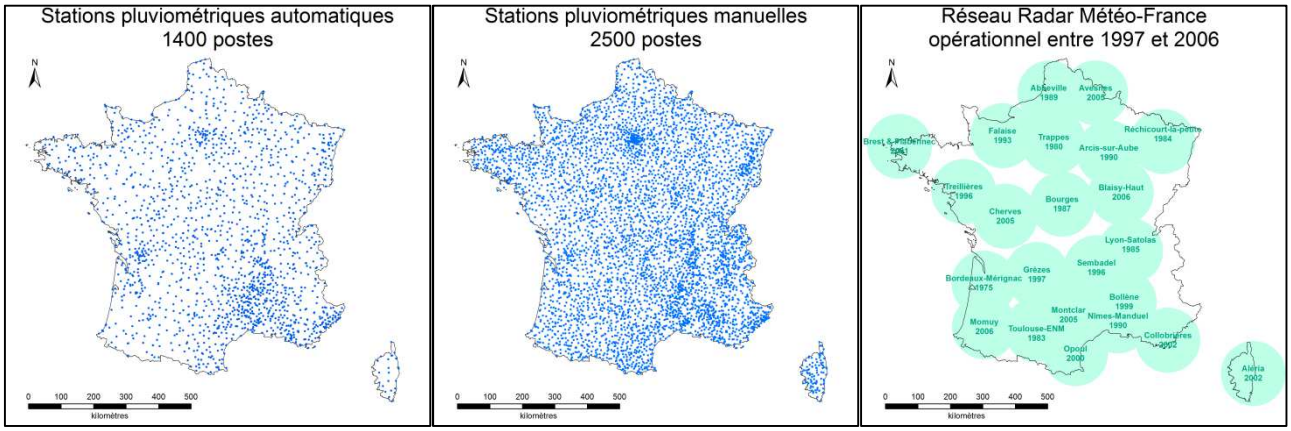


Figure 3 : Réseau de mesure Météo-France opérationnel entre 1997 et 2006 pour la production de la réanalyse

La visibilité radar n'est donc pas homogène sur la période de la réanalyse entre 1997 et 2006. Le réseau des radars météorologiques comprenait 13 radars en 1997, puis 11 nouveaux radars ont été installés entre 1997 et 2006 augmentant ainsi le nombre de radar opérationnels à 24 en 2006. Le réseau de mesure au sol, lui, comprend 1400 stations pluviométriques automatiques et 2500 stations manuelles à partir desquelles des séries de données au pas de temps horaire et journalières sont respectivement extraites (Figure 3). La totalité des données (pluviométriques et radar) sont contrôlées et corrigées par Météo-France avant d'être utilisées. La cohérence entre les cumuls journaliers des pluviomètres horaires et les données des pluviomètres journaliers est aussi vérifiée pour chaque journée de la réanalyse : les données pluviométriques pour lesquelles les écarts sont supérieurs à 15% ne sont pas utilisées.

Les traitements opérés sur la réanalyse consistent à établir une lame d'eau quotidienne de référence en utilisant l'ensemble des données disponibles constitué par les images radar au pas de temps de 5 minutes, les pluviomètres horaires et journaliers. Cette lame d'eau de référence est ensuite interpolée au pas de temps horaire pour obtenir le produit final de la réanalyse.

2.3.2 Calcul d'un cumul quotidien de précipitation de référence

La mesure brute radar, qui est entachée d'erreurs, est corrigée avant d'être utilisée pour estimer les cumuls de précipitation au pas de temps horaire, puis au pas de temps journalier. Les cumuls radars quotidiens sont ensuite étalonnés et fusionnés avec les données au sol (issues des pluviomètres horaires et journaliers) pour produire un cumul quotidien de référence.

2.3.2.1 Constitution du cumul radar horaire

Les données brutes de la mesure radar sont des images de réflectivité codées sur 54 niveaux de réflectivité variant entre 0 et 70 dBZ, sur une surface de 512 x 512 km, au pas de temps 5 minutes. Une image est générée toutes les 5 minutes pour différents angles d'élévation (ou angle de site) des mesures radar. Plusieurs traitements correctifs automatiques sont appliqués aux images de réflectivité avant de constituer le cumul radar horaire des précipitations :

- **Identification des échos fixes :** Pour une année complète, sur chacun des pixels des images 5 minutes de réflectivité (en dBZ), on compte le pourcentage de fois où la valeur est supérieure à un seuil fixé (le seuil est de 25 dBZ pour un radar de bande S). Si le pourcentage cumulé est supérieur à un taux d'occurrence limite qui est fixé par les experts de Météo-France pour chaque radar et chaque année, le pixel est déclaré écho fixe (la donnée est alors codée -999). Les pixels « écho fixe » sont déclarés comme donnée manquante et ne sont pas utilisés.

- **Traitement des masques :** Un cumul annuel en millimètres sans écho fixe est calculé sur chaque pixel d'une image par la loi Marshall-Palmer. Le taux de masquage est calculé (ref) Si le taux de masquage est supérieur à 80%, le pixel est considéré comme une donnée manquante (la donnée est codée -999).
- **Traitement des échos de ciel clair :** Afin d'éliminer les échos non nuls de ciel clair, les images 5 minutes sont seuillées à 20 dBZ. Les valeurs faibles (inférieures à 20 dBZ) des pixels sont cumulées de façon à constituer une table de valeurs faibles. Les valeurs d'un pixel inférieures à 20 dBZ sont ensuite codées –998.
- **Prise en compte de l'advection :** L'advection est un effet stroboscopique induit par le pas de temps 5 minutes de la mesure radar. Lorsque l'on dispose du champ d'advection, une image toutes les minutes est calculée par interpolation entre l'instant *t-5* et *t*. Si une image de réflectivité est manquante le champ d'advection n'est pas calculé.

Une fois les échos (fixes et de ciel clair) identifiés, les images radar sont corrigées (masques, et advection), puis elles sont converties en millimètres par la loi Marshall-Palmer. Les 12 images radar sont ensuite cumulées pour calculer **le cumul radar horaire**. Les cas des échos fixes et des échos de ciel clair sont traités de la manière suivante :

- Si la donnée est manquante (code -999 : écho fixe, masque>80% …), le cumul horaire en ce point est considéré comme manquant, il n'est pas calculé et il est codé -999.
- Si au moins une valeur est une donnée faible (code -998 : ciel clair), le cumul radar disponible (calculé à partir des valeurs non manquantes disponibles sur l'heure même s'il s'agit d'une donnée faible) est comparé au cumul de radar faible (calculé à partir des valeurs faibles uniquement). Le cumul horaire en ce point est égal au cumul de radar disponible si le cumul radar faible représente moins de 10% de sa valeur. Dans le cas contraire, le cumul horaire est considéré comme un écho de ciel clair, il n'est pas calculé et il est codé -998.

2.3.2.2 Constitution du cumul radar quotidien

Le cumul radar quotidien est construit à partir des 24 cumuls horaires radar et pluviométriques. Le cumul horaire pluviométrique a été calculé à partir du krigeage ordinaire des données horaires pluviométriques avec un variogramme normalisé de type exponentiel dont la portée et le rayon de recherche sont respectivement 10 et 100 km. Sur chaque pixel, les trois cumuls quotidiens suivants sont calculés à partir des cumuls horaires :

- Le cumul radar quotidien des valeurs disponibles est calculé en sommant les cumuls horaires disponibles de la journée : il s'agit des valeurs horaires qui ne sont pas manquantes (écho fixe) ou faibles (écho de ciel clair).

- Le cumul quotidien des valeurs faibles est déterminé par le produit de la valeur horaire maximale des valeurs faibles (soit 12 fois 20 dBZ puisqu'il y a 12 images par heure) avec le nombre d'heures de la journée où le cumul radar horaire est faible (code -998).
- Le cumul quotidien des valeurs pluviométriques horaires krigées est calculé en sommant les 24 valeurs pluviométriques horaires (mesurées par 1400 postes) krigées de la journée.

Le cumul radar quotidien est comparé au cumul des valeurs faibles. Si le cumul des valeurs faibles excède 10% du cumul radar quotidien, le cumul radar quotidien en ce point est remplacé par le cumul quotidien des valeurs pluviométriques horaires krigées. De la même manière, si le cumul radar quotidien est manquant en ce point (écho fixe), il est remplacé par le cumul quotidien des valeurs pluviométriques krigées.

2.3.2.3 Etalonnage du cumul radar quotidien

Un facteur d'étalonnage est calculé sur chaque pixel par comparaison des cumuls radar quotidiens et des cumuls pluviométriques quotidiens. Le principe consiste à mettre en relation au pas de temps considéré les cumuls pluviométriques avec les cumuls radar des pixels correspondants.

Ici, le cumul pluviométrique quotidien est calculé à partir du krigeage ordinaire des données journalières pluviométriques avec un variogramme normalisé de type exponentiel dont la portée et le rayon de recherche sont respectivement 30 et 100 km. Les données journalières pluviométriques sont issues des 2500 pluviomètres manuels et de la somme des 24 cumuls horaires mesurés par les 1400 pluviomètres automatiques (si aucune donnée horaire de la journée n'est manquante).

Pour chaque pixel du domaine radar (515 x 512 km), les couples des cumuls quotidiens (radar et pluviométriques) recensés à l'intérieur d'un voisinage de 30 km de rayon sont comparés. Les données pluviométriques inférieures à 0,2 mm, les données radar nulles, manquantes et faibles (remplacées par le cumul quotidien des valeurs pluviométriques horaires krigées) ne sont pas prises en compte. Le **facteur** d'étalonnage est ensuite calculé sur chaque pixel des images radar : c'est le rapport médian entre le cumul quotidien radar et le cumul pluviométrique quotidien des couples repérés dans le voisinage du pixel. Ce facteur n'est pas calculé s'il y a moins de trois postes pluviométriques dans la zone et s'il est inférieur à 0,2 ou supérieur à 8,0. Dans ces cas, il est considéré comme invalide afin de filtrer les données aberrantes résiduelles (radar ou pluviométriques).

Enfin, **le cumul quotidien** étalonné est calculé en appliquant le facteur d'étalonnage au cumul quotidien radar non faible et non manquant. Si le facteur d'étalonnage n'a pas pu être calculé, le cumul quotidien étalonné est rempli par la valeur du cumul pluviométrique quotidien en ce point.

2.3.2.4 Fusion des données radar et pluviométriques

Les données radar et pluviométriques sont fusionnées afin d'obtenir la meilleure estimation possible des lames d'eau au pas de temps quotidien. La méthode consiste à spatialiser les données ponctuelles pluviométriques par un **krigeage avec dérive externe** en utilisant le cumul quotidien étalonné comme variable externe régionalisée.

Les caractéristiques du krigeage des données pluviométriques sont celles d'un variogramme normalisé de type exponentiel avec une portée de 10 km et un rayon de recherche de 100 km. La dérive externe est obtenue sur la France entière par le compositage des cumuls quotidiens étalonnés (obtenus pour chaque radar et par angle de site). Dans le cas où plusieurs cumuls quotidiens étalonnés sont disponibles en un point (intersection des domaines radar et angles de site), la valeur médiane est utilisée. Enfin, les valeurs inférieures à 0,1 mm sont fixées à 0. Le cumul quotidien ainsi obtenu constitue **le cumul quotidien de référence**.

2.3.3 Désagrégation du cumul quotidien de référence au pas de temps horaire

Le cumul quotidien de référence constitue la meilleure estimation possible des précipitations au pas de temps journalier grâce à l'utilisation de la totalité des informations disponibles (pluviomètres journaliers, horaires et images radar 5 mn). La réanalyse des lames d'eau est obtenue par l'interpolation au pas de temps horaire du cumul quotidien de référence. La méthode utilisée consiste à ventiler le cumul quotidien de référence sur chaque heure de la journée à partir des cumuls horaires intermédiaires.

2.3.3.1 Constitution des lames d'eau horaires intermédiaires

Les lames d'eau horaires intermédiaires définies ci-dessous sont utilisées pour calculer les poids relatifs de l'interpolation horaire des cumuls quotidiens de référence. Une lame d'eau radar composite est tout d'abord calculée au pas de temps horaire en tout point du territoire par la méthode suivante :

- Les cumuls radar horaires, corrigés des erreurs de mesure, sont étalonnés à l'aide du facteur d'étalonnage calculé au pas de temps quotidien. Dans le cas où plusieurs cumuls radars horaires sont disponibles, la valeur médiane est utilisée.
- Si aucune donnée radar horaire (écho fixe ou valeur faible) n'est disponible, c'est le cumul horaire issu du krigeage ordinaire des pluviomètres qui est utilisé.

Les 24 **lames d'eau horaires intermédiaires** de la journée sont ensuite calculées en spatialisant les données ponctuelles des pluviomètres horaires par un **krigeage avec dérive externe**. La lame d'eau radar composite est utilisée comme variable externe et les caractéristiques du krigeage sont celles

d'un variogramme normalisé de type exponentiel (portée de 10 km) avec un rayon de recherche de 100 km.

Remarquons que les données de lames d'eau radar sont mesurées pour différents angles de site. Il est donc nécessaire de définir une méthode d'assemblage afin d'estimer une mesure de précipitation au sol. Pour cela, on utilise généralement un Profil Vertical de Réflectivité (PVR). Une revue des nombreuses méthodes existantes sur l'identification du PVR peut être consultée dans les travaux de Hazenberg et al. (2011). Ici, dans le cas de la réanalyse des lames d'eau, la phase d'étalonnage remplace l'utilisation du PVR.

2.3.3.2 Interpolation temporelle du cumul quotidien de référence au pas de temps horaire

Les **coefficients d'interpolation** sont définis sur chaque heure de la journée par le rapport entre le cumul horaire et journalier des lames d'eau horaires intermédiaires. Le **cumul quotidien de référence** est ensuite désagrégé au pas de temps horaire par la pondération de ces coefficients. C'est cette dernière lame d'eau, obtenue en tout point du territoire, au pas de temps horaire qui constitue **la réanalyse des lames d'eau**.

Il est important de rappeler que le cumul quotidien de référence est calculé par un krigeage avec dérive externe qui permet de spatialiser les données pluviométriques tout en préservant leurs cumuls au droit des pluviomètres. De plus, la phase d'interpolation temporelle est complètement dépendante du cumul quotidien (les lames d'eau horaires intermédiaires ne sont utilisées que pour pondérer l'interpolation temporelle). De cette manière, le cumul des 24 lames d'eau horaire de la réanalyse permet de retrouver exactement le cumul quotidien de référence qui constitue l'estimation la plus précise possible puisque la totalité des observations disponibles ont été utilisées.

Par ailleurs, le krigeage est une méthode d'interpolation spatiale garantissant une variance minimale qui permet aussi d'accéder à une erreur standard d'estimation. Ces erreurs sont utilisées pour définir l'incertitude des estimations spatialisées de la réanalyse et un code qualité est assigné à chaque donnée de la réanalyse : sur chaque pixel de 1x1 km et pour chaque heure.

2.4 Présentation du produit final

2.4.1 La base de données

L'élaboration de la réanalyse des lames d'eau a abouti à la création de trois bases de données distinctes, qui utilisent trois sources de données différentes. En effet, la réanalyse intègre au pas de temps horaire les observations issues du réseau pluviométrique horaire et journalier ainsi que les images radar au pas de temps 5 minutes pour différents angles de site. A partir de ces trois sources de données, les trois bases de données suivantes ont été élaborées par Météo-France sur une période de dix ans (1997-2006) pour la même résolution spatiale (1x1 km) et temporelle (pas de temps horaire) :

- **Le krigeage des données pluviométriques horaires**. Les données pluviométriques mesurées par le réseau de 1400 pluviomètres automatiques sont spatialisées par un krigeage ordinaire. Les mesures issues du réseau pluviométrique manuel au pas de temps journalier ne sont pas utilisées. Un code qualité associé à chaque donnée est défini selon l'erreur standard d'estimation du krigeage.
- **Le krigeage des données pluviométriques horaires et journalières**. Dans ce cas la totalité des observations du réseau pluviométrique automatique (1400 postes au pas de temps horaire) et manuel (2500 postes au pas de temps journaliers) sont utilisées. Les traitements appliqués pour spatialiser, fusionner et interpoler au pas de temps horaire l'ensemble des données pluviométriques (journalières et horaires) sont les mêmes que ceux de la réanalyse mais sans utilisation des images radar (en considérant que l'ensemble des données radar sont manquantes). Un code qualité associé à chaque donnée est défini selon l'erreur standard d'estimation du krigeage.
- **La réanalyse des lames d'eau**. Il s'agit de la meilleure estimation *a priori* des précipitations puisque l'ensemble des mesures sont utilisées (pluviomètres et radar). Un code qualité associé à chaque donnée est défini selon l'erreur standard d'estimation du krigeage. De plus, un code de qualification sur quatre valeurs permet de préciser, pour chaque donnée, la présence d'une observation radar :
    - 0 : information pluviométrique seule sans aucune information radar,
    - 1 : information radar disponible au pas de temps horaire seulement,
    - 2 : information radar disponible au pas de temps quotidien seulement,
    - 3 : information radar aux pas de temps horaires et quotidiens.

La Figure 4 présente un exemple de réanalyse des lames d'eau du 9 septembre 2002 à minuit associée aux cartes d'incertitude (calculée à partir de l'erreur standard d'estimation du krigeage) et de qualification des données. Les cumuls de précipitations horaires sont les plus forts dans la région des Cévennes (avec un maximum de 78 mm) et ils sont estimés à partir des informations radar aux

pas de temps journalier et horaire (code de qualification 3). C'est aussi dans cette même région que les incertitudes de la méthode de spatialisation sont les plus importantes. Ceci est peut-être dû à la forte hétérogénéité spatiale des champs de précipitation qui est plus compliquée à échantillonner, et qui affecte la précision des méthodes géostatistiques utilisées.

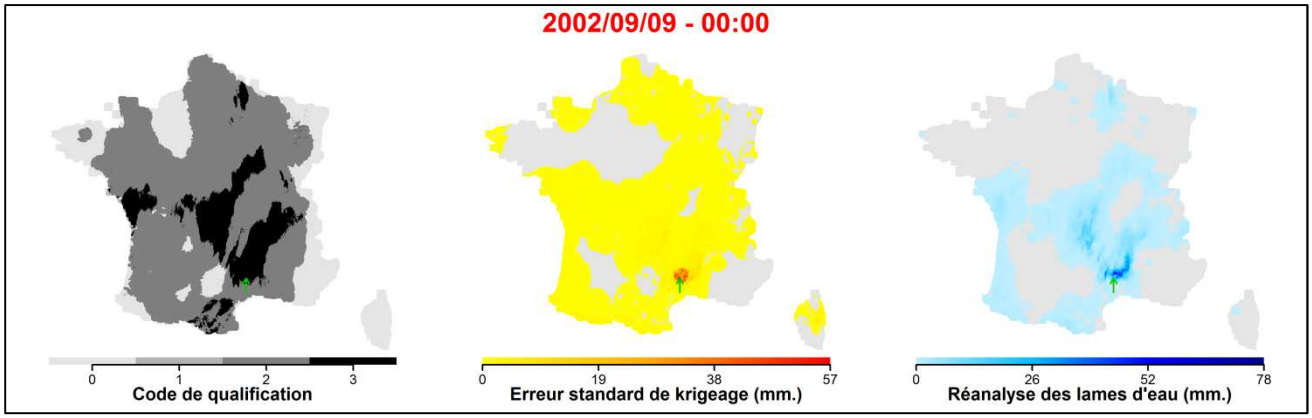


Figure 4 : Données du 9 septembre 2002 à 00:00 obtenues sur la France métropolitaine. Le code de qualification indique la présence d'une observation radar (gauche) ; l'erreur standard de krigeage donne une estimation de l'incertitude de la méthode de spatialisation (milieu) ; et la réanalyse des lames d'eau correspond à l'estimation des cumuls horaire de précipitation obtenus à partir des pluviomètres et des images radar (droite).

La Figure 5 présente la moyenne interannuelle entre 1997 et 2006 des estimations de précipitation spatialisées sur la France entière pour chacune des trois bases de données. L'utilisation des 1400 pluviomètres au pas de temps horaire semble sous-estimer les cumuls de précipitations moyennés sur le territoire métropolitain français par rapport à l'utilisation du réseau complet des pluviomètres : la moyenne interannuelle augmente de 854 à 902 mm. De plus, la représentation spatiale des précipitations parait améliorée lorsque les images radar sont prises en compte puisqu'on observe une plus forte variabilité spatiale des cumuls interannuels de précipitation : ils varient entre 412 mm et 2483 mm dans le cas du krigeage du réseau pluviométrique complet, entre 390 mm et 2626 mm dans le cas de la réanalyse, alors que la moyenne interannuelle est stable (902 mm et 906 mm respectivement).

Dans le cadre de cette thèse, la réanalyse des lames d'eau sera évaluée à travers la modélisation pluie-débit par la comparaison des débits simulés et observés. Ces différentes bases de données et les cartes d'incertitudes associées seront très utiles afin d'identifier la présence d'une observation radar et quantifier l'utilité de ce type d'information.

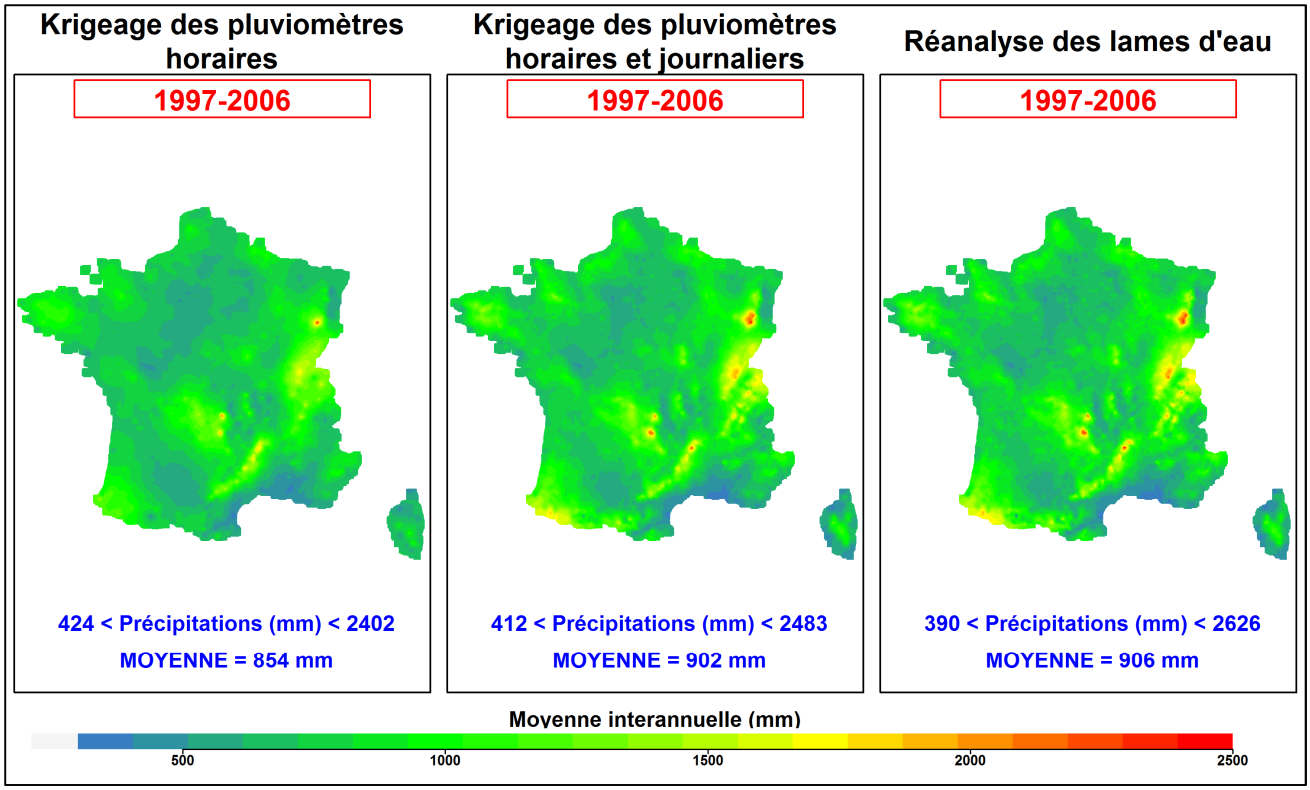


Figure 5 : Cumul interannuel spatialisé entre 1997 et 2006 des trois bases de données de précipitation

2.4.2 Première évaluation de la réanalyse des lames d'eau

Il est difficile d'évaluer la validité d'une estimation des précipitations spatialisées puisque les véritables cumuls de précipitation ne sont jamais réellement connus en tout point du territoire. Dans le but d'évaluer la cohérence de la réanalyse des lames d'eau, les données de la réanalyse ont été comparées aux quantiles de la pluie maximale journalière de période de retour 1000 ans (Fouchier 2012). Nous sommes conscients que la pluie millénale est entachée d'une très forte incertitude, mais nous l'utilisons pour identifier les cas où les cumuls semblent étrangement forts. Ces premières comparaisons ne représentent pas une analyse précise de la qualité de cette nouvelle base de donnée mais permet de mettre en évidence des valeurs aberrantes qui pourraient persister.

Le quantile de précipitation a été calculé par la méthode SHYREG (Aubert 2012). La méthode SHYREG, développée à Irstea, est une régionalisation de la méthode SHYPRE qui associe un générateur aléatoire de pluies et une transformation pluie-débit pour prédéterminer les crues extrêmes. Pour chaque heure et chaque pixel (1x1 km), les ratios entre la lame d'eau de la réanalyse et du quantile de pluie horaire SHYREG sont calculés et les valeurs supérieures à 1 sont analysées par année. Les ratios obtenus mettent en évidence certains cumuls horaires de la réanalyse surprenants : ils varient entre 1,4 et 2,5 entre 1997 et 2002 puis atteignent des valeurs très importantes entre 2003 et 2006 (jusqu'à 20 en 2006).

Parmi ces valeurs extrêmes des lames d'eau de la réanalyse, les cumuls horaires supérieurs à 200 mm ont été identifiés et analysés en détail. Au final, 32 pixels de la réanalyse des lames d'eau sont concernés et sont présentés en annexe 1 (un exemple est présenté sur la Figure 6). Les valeurs de la réanalyse sont comparées au krigeage des pluviomètres horaires et journaliers : les différences varient entre 82 et 100%. De plus, il s'agit de pixels isolés puisque les valeurs des pixels alentour sont très inférieures et affichent des ordres de grandeur cohérents. Enfin, ces données surprenantes sont toutes localisées dans des zones montagneuses (Pyrénnées, Massif Central, Alpes, Vosges et Corse).

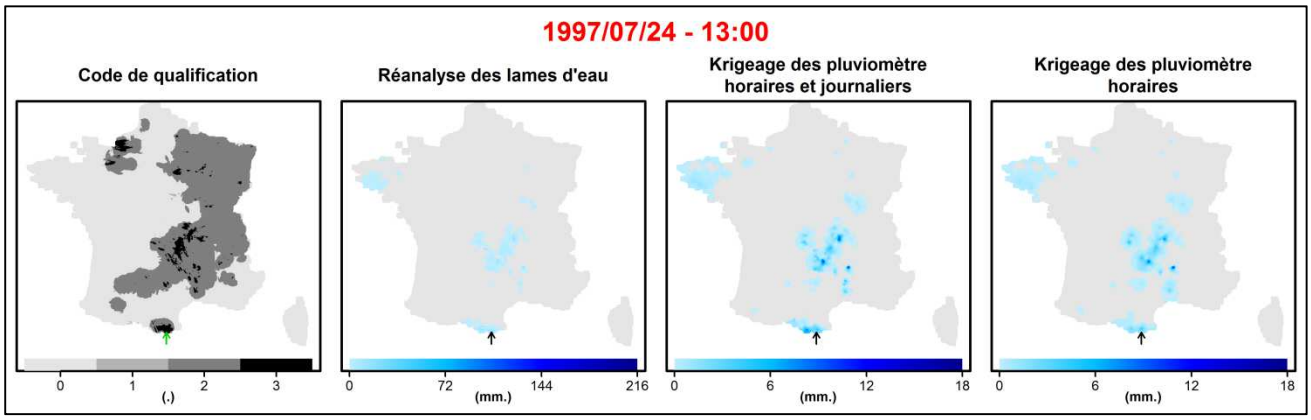


Figure 6 : Exemple d'un pas de temps de la réanalyse qui présente au moins un cumul horaires de précipitation supérieur à 200 mm sur un pixel 1 x 1 km. La flèche pointe le pixel concerné.

Ces valeurs extrêmes, peu réalistes, sont dues à l'utilisation de la mesure radar puisque les bases de données du krigeage des pluviomètres ne sont pas concernées. La cause de ces valeurs aberrantes n'est pas connue mais ceci pourrait être la conséquence d'échos (fixes, ciels clairs) non identifiés puisque ces problèmes se concentrent dans des zones de relief. Malgré l'ensemble des traitements opérés et les précautions prises pour corriger la mesure radar, certaines erreurs peuvent persister et influer sur la réanalyse des lames d'eau. Notons cependant qu'il s'agit de cas isolés qui représentent seulement 32 valeurs horaires sur les 10 années de la réanalyse entre 1997 et 2006 (soit 87648 pas de temps). C'est pourquoi nous considérons que la réanalyse reste une base de données *a priori* fiable pour la modélisation pluie-débit.

Chapitre 3

3 Présentation de la base de données des bassins versants

Pour la modélisation pluie débit dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé une variété de bassins versants représentatifs des caractéristiques morphologiques et des conditions hydro-climatiques de la France métropolitaine. Dans cette partie, nous présentons la base de données disponible et la constitution de notre « échantillon test » de bassins versants.

3.1 La base de données hydro-climatiques disponible

3.1.1 Définition des bassins versants

3.1.1.1 Le bassin versant topographique

Le bassin versant est le territoire qui draine les eaux souterraines et superficielles alimentant son exutoire, et dont l'écoulement suit les pentes naturelles vers une rivière, un lac, un fleuve ou un océan. Le bassin versant est limité par des frontières naturelles : les lignes de crêtes ou lignes de partage des eaux.

Les lignes de partage des eaux du bassin versant sont généralement délimitées à partir de la topographie : les pentes à la surface du bassin versant définissent les directions d'écoulement qui permettent d'accéder au contour du bassin en les remontant. Ainsi, il suffit de connaître les coordonnées géographiques (latitude, longitude) d'un exutoire et l'altimétrie de la région où se situe le bassin versant pour délimiter son contour.

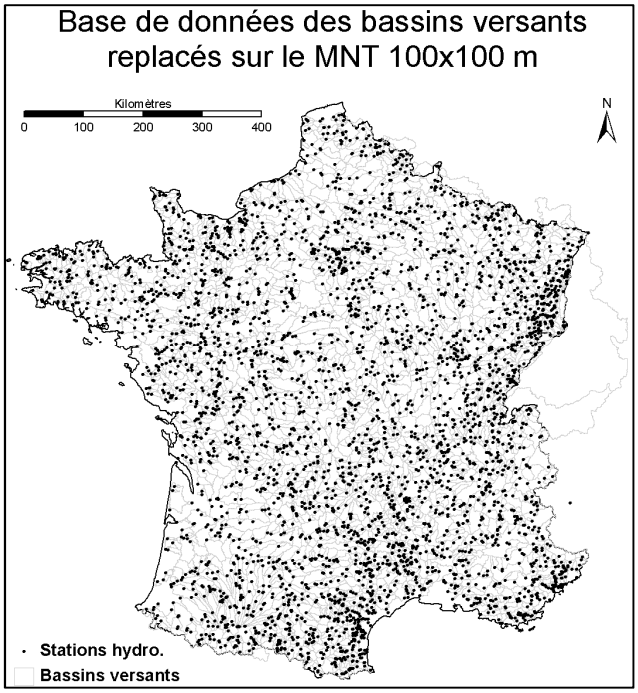


Figure 7 : Contour des 4436 bassins versants localisés sur le MNT de résolution 100x100 m.

Dans le cadre de nos travaux de recherche, nous disposons d'un Modèle Numérique de Terrain à la résolution hectométrique (100x100 m) qui contient le territoire français métropolitain et à partir duquel les directions d'écoulement ont été définies. Les coordonnées géographiques des 4436 stations de mesure hydrométriques de la Banque HYDRO du Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable et de l'Energie (MEDDE) ont été localisées sur les « mailles de rivière » correspondantes dans la grille des directions d'écoulement. De cette manière, les contours des 4436 bassins versants ont pu être délimités (Figure 7).

Les procédures appliquées pour la création de cette base de données sont détaillées dans un document technique d'Irstea (Bourgin et al. 2012) consultable en ligne à l'adresse suivante : http://webgr.irstea.fr/activites/base-de-donnees/.

3.1.1.2 Caractéristiques des bassins versants

Une fois le contour des bassins versants tracé, il est possible de déterminer les caractéristiques physiographiques, morphologiques et climatiques des bassins. Nous détaillons ci-dessous les **caractéristiques physiographiques** utilisées dans le cadre de la thèse :

- **Surface du bassin :** il s'agit de la superficie (en km²) délimitée par le contour du bassin versant. C'est la somme des surfaces des pixels du MNT compris à l'intérieur du bassin versant.
- **Centroïde** : c'est le centre de gravité du bassin versant. Il est localisé par ses coordonnées géographiques (latitude, longitude).
- **Altitude moyenne** : il s'agit de l'altitude moyenne (en m) du bassin versant. C'est la moyenne de l'ensemble des altitudes des pixels du MNT compris à l'intérieur du bassin versant.
- **Pente moyenne**: il s'agit de la moyenne des pentes des pixels du MNT compris dans le bassin versant. La pente de chaque pixel est définie par la formule suivante:

$$\alpha = \tan(\beta) = \frac{(Z - Z_{av})}{\sqrt{(X - X_{av})^2 + (Y - Y_{av})^2}} \qquad \textbf{Eq. 7}$$

  avec β la pente en degré et α la pente en % du pixel, *(X, Y)* les coordonnées projetées et *Z* l'altitude du centre du pixel considéré, *(X_{av}, Y_{av}, Z_{av})* les coordonnées et l'altitude du pixel en aval. Le pixel en aval est identifié par la plus forte pente entre le pixel considéré et les pixels alentours.
- **Longueur hydraulique moyenne :** il s'agit de la moyenne (en km) des longueurs hydrauliques des pixels du MNT compris dans le bassin versant. La longueur hydraulique est la distance qui sépare le centre d'un pixel du bassin à celui correspondant à l'exutoire en suivant la grille de direction d'écoulement. En considérant que tout pixel appartient à une rivière, la

longueur hydraulique calculée ici correspond à la longueur de la rivière. C'est le chemin suivi par une goutte de pluie qui ne s'infiltre pas dans le sol.

- **Indice topographique :** il s'agit de l'indice topographique défini dans TOPMODEL (Beven and Kirkby 1979). Cet indice est reformulé pour être indépendant de la résolution du MNT (Ducharne 2009). Il est calculé par la formule suivante :

$$I_{topo} = \log \frac{n_i}{\alpha_i} \quad \textbf{Eq. 8}$$

avec n_i le nombre de pixels en amont du pixel *i* et α_i la pente (en %) du pixel *i*. L'indice topographique utilisé dans TOPMODEL est $ITOPO = I_{topo} + \log(C)$, avec *C* la résolution du MNT (dans notre cas : *C* = 100 m).

De nombreuses caractéristiques morphologiques des bassins versants peuvent être déterminées en combinant la surface à d'autres types de données disponibles (pédologie, végétation…). Nous ne détaillerons ci-dessous que celles utilisées dans notre recherche :

- **Densité de drainage** : contrairement à l'approche traditionnelle qui exprime la densité du réseau de drainage en km^{-1}, nous avons utilisé un indice s'exprimant en km² : il s'agit de « la surface des bassins versants sources », c'est-à-dire la surface amont nécessaire pour observer un cours d'eau sur une carte IGN (Le Moine , 2008). Une faible surface des zones sources traduit un réseau de drainage très dense (i.e. beaucoup de cours d'eau, fleuves ou rivières sont observés), et inversement. La surface des zones sources a été cartographiée par Le Moine (2008) dans sa thèse, et nous avons obtenu une valeur agrégée par bassin en calculant la moyenne géométrique des densités de drainage comprises dans le bassin :

$$DD = e^{\frac{\sum S_i \,.\, \log D_i}{S_{bv}}} \quad \textbf{Eq. 9}$$

avec *DD* (en km²) la surface moyenne des sources sur le bassin versant de superficie S_{bv} (en km²) et D_i (en km²) la surface des sources qui occupent une surface S_i (en km²) du bassin.

- **Occupation du sol** : cet indice a été calculé par intersection de la base de données Corine Land Cover 2006 (CLC2006) avec le contour des bassins. La base de données CLC2006 est une base de données européenne qui regroupe les informations d'occupation biophysique des sols en cinq grandes classes : (1) territoires artificialisés, (2) territoires agricoles, (3) forêts et milieu semi-naturel, (4) zones humides et (5) surface en eau.

Les caractéristiques climatiques du bassin versant correspondent aux variables climatiques (précipitation, évapotranspiration, température moyenne…) moyennées spatialement sur la surface du bassin versant. Lorsqu'on parle des caractéristiques hydro-climatiques du bassin versant, cela in-

tègre en plus des indices calculés à partir des débits observés à son exutoire. Nous ne décrivons ci-dessous que les indices et **caractéristiques hydro-climatiques** utilisés dans notre analyse :

- **Moyennes interannuelles** : ce sont les moyennes temporelles des variables climatiques et du débit observé à l'exutoire du bassin versant. Elles sont utilisées pour caractériser le climat et le régime des bassins versants. La moyenne interannuelle est calculée sur la série complète des données disponibles qui doit être suffisamment longue pour pouvoir négliger les variations de stock au sein du bassin versant. Elles sont généralement converties en lames d'eau (en mm) en fonction de la surface du bassin versant pour pouvoir être comparées entre différents bassins versants.
- **Indice d'aridité** : il s'agit du ratio *P/ETP* entre les moyennes interannuelles des précipitations *P* (mm/an) et de l'évapotranspiration potentielle *ETP* (mm/an). Avec le coefficient de ruissellement, cet indice permet une représentation adimensionnelle du bilan hydrologique du bassin versant.
- **Coefficient de ruissellement** : il s'agit du ratio *Q/P* entre les moyennes interannuelles du débit moyen spécifique *Q* (mm/an) observé à l'exutoire du bassin versant et les précipitations *P* (mm/an) reçues par ce dernier.
- **Coefficient d'intensité pluvieuse :** c'est le ratio P_{99}/P, P_{99} étant le 99ème quantile de pluie (en mm) et *P* la pluie moyenne interannuelle (mm/an). Cet indice permet de faire ressortir les bassins versants exposés à des orages convectifs qui entraînent de fortes intensités de précipitations.
- **Autocorrélation des débits** : il s'agit du coefficient de corrélation entre les débits observés à l'exutoire du bassin versant aux instants *t* et $t+\Delta t$, Δt étant le décalage temporel considéré. C'est un indice qui permet de caractériser la réponse « lente » ou « rapide » des bassins versants. Une autocorrélation forte indique une réponse lente d'un bassin qui lisse les précipitations. Au contraire, une autocorrélation faible indique une réponse rapide d'un bassin lissant peu les précipitations dans le temps.
- **BFI** : c'est l'indice d'écoulement de base ou « Base Flow Index » défini comme le rapport entre l'écoulement de base et le volume d'écoulement total. Le volume de base et le BFI sont calculés selon la procédure détaillée par Gustard et al. (1992). Un BFI élevé indique un débit de base important et reflète généralement l'importance de l'écoulement souterrain (contribution des nappes et aquifères souterrains) qui assure les écoulements pendant les basses eaux et étiages.

Les caractéristiques morphologiques renseignent sur la nature du bassin versant tandis que les caractéristiques hydro-climatiques permettent de définir le climat auquel il est exposé et son comportement hydrologique. Des fiches de synthèse qui résument l'ensemble des caractéristiques des

4436 bassins versants de la Banque HYDRO peuvent être consultées en ligne à l'adresse suivante : http://webgr.irstea.fr/activites/base-de-donnees/.

3.1.2 Traitement des données hydro-climatiques

3.1.2.1 Les données de précipitation

La base de données de précipitation utilisée au cours de cette thèse est la réanalyse des lames d'eau présentée dans le chapitre précédent. C'est une base de données sans lacunes, horaire, spatialisée à la résolution kilométrique, établie sur 10 ans (1997-2006) et sur l'ensemble du territoire métropolitain français.

Nous disposons aussi de la base de données SAFRAN au pas de temps journalier (Vidal et al. 2010). Il s'agit d'une analyse des observations de surface combinées à des données d'analyse de modèles météorologiques pour estimer les variables climatiques (température, humidité, vent, précipitations solides et liquides, rayonnement solaire et infrarouge incident) sur une grille régulière de 8 x 8 km. Ces données journalières disponibles sur une période de plus de 50 ans (de 1958 jusqu'à nos jours) seront utilisées comme référence pour évaluer la réanalyse des lames d'eau au pas de temps journalier et pour l'initialisation des modèles hydrologiques pluie-débit.

3.1.2.2 Les données d'évapotranspiration potentielle

Nous ne disposons pas de données d'évapotranspiration au pas de temps horaire. Par contre, les données météorologiques nécessaires pour le calcul des évapotranspirations potentielles (ETP) sont disponibles au pas de temps journalier grâce à la base de données SAFRAN de Météo-France.

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est calculée par la formule d'Oudin *et al.* (2005) au pas de temps journalier. Il s'agit d'une formule simple d'utilisation puisqu'elle ne nécessite que la connaissance de la température journalière de l'air et le jour julien de l'année :

$$ETP = \frac{Re}{\lambda \,.\, \rho}\left(\frac{Ta + 5}{100}\right) \qquad \textbf{Eq. 10}$$

avec *ETP* l'évapotranspiration journalière (m/j), *Re* le rayonnement extraterrestre (MJ/m^2/j) qui dépend seulement de la latitude et du jour julien, *Ta* la température de l'air (°C), λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ/kg) et ρ la masse volumique de l'eau (kg/m^3).

Il existe de nombreuses formules d'ETP plus complexes, basées sur un plus grand nombre de données climatiques, qui pourraient être utilisées. Cependant, dans le cadre de notre thèse, nous nous appuierons sur les travaux d'Oudin *et al.* (2005) qui ont montré d'une part que les modèles pluie-débit s'accommodent assez facilement des différences entre ces formules, et que d'autre part leur formule semble présenter le meilleur ratio efficacité/complexité pour la modélisation hydrologique

(conclusion fondée sur une comparaison entre 27 formules d'ETP, dont la formule de référence de Penman-Monteith, sur un large échantillon de 308 bassins versants français, australiens et américains représentatifs d'une grande diversité hydro-climatique).

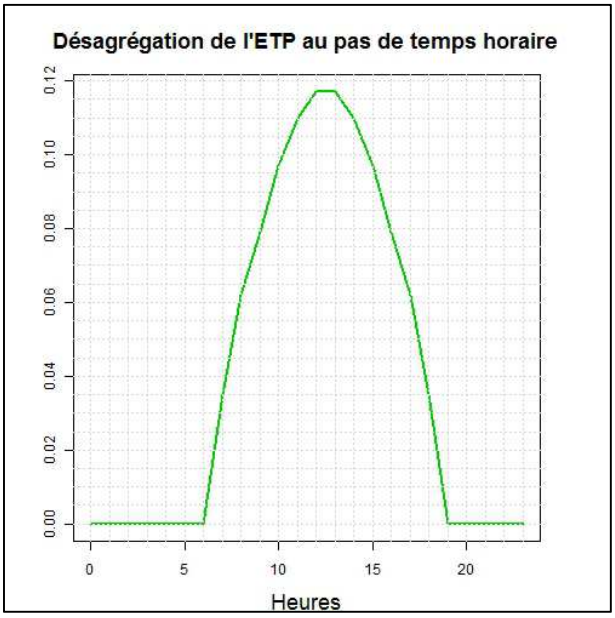


Figure 8: Désagrégation de l'ETP journalière au pas de temps horaire

Les données de température moyenne journalière sont issues de la base de données SAFRAN sur une grille régulière de résolution 64 km². L'ETP journalière est calculée sur cette grille régulière de 64 km², puis une ETP uniforme sur le bassin est calculée en pondérant la valeur estimée sur chaque maille de 64 km² par le pourcentage de la maille inclus dans le bassin versant. L'ETP journalière est ensuite désagrégée au pas de temps horaire selon une parabole : elle est nulle entre 19:00 et 06:00 et maximale entre 12:00 et 13:00 (Figure 8). Compte tenu de la sensibilité limitée des modèles à cette variable, notamment sur les événements de crue qui nous intéressent tout particulièrement, ces approximations ne génèrent *a priori* pas d'erreurs significatives en simulation des débits.

3.1.2.3 Les données de débit

Les données hydrométriques à pas de temps variable, mesurées à l'exutoire des bassins versants, sont issues de la Banque HYDRO du MEEDE gérée par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI). Elles ont été ensuite agrégées au pas de temps horaire.

Une méthode analogue à celle présentée par Le Moine (2008) a été utilisée pour le passage au pas de temps horaire. Les données de débits horaires sont générées par interpolation linéaire du pas de temps variable et intégration sur chaque heure. Les données pour lesquelles la qualité des mesures (renseignée par le code qualité de la Banque HYDRO) est inconnue (code qualité 'I' ou 'S') sont con-

sidérées comme des données lacunaires. Par contre, contrairement au traitement opéré par Le Moine (2008), qui ne traitait que les données de bonne qualité (code qualité '9'), nous avons conservé toutes les données qu'elles soient bonnes (code qualité '9'), reconstituées (code qualité '8') ou estimées (code qualité '5'). Ce traitement permet d'éviter l'écrêtement des hydrogrammes au-dessus d'un seuil sur certains bassins, du fait de données jugées peu fiables par les services hydrométriques au-delà du dernier point jaugé de la courbe de tarage. Si une donnée nécessaire au cumul horaire est lacunaire, la donnée horaire n'est pas calculée, elle est considérée lacunaire.

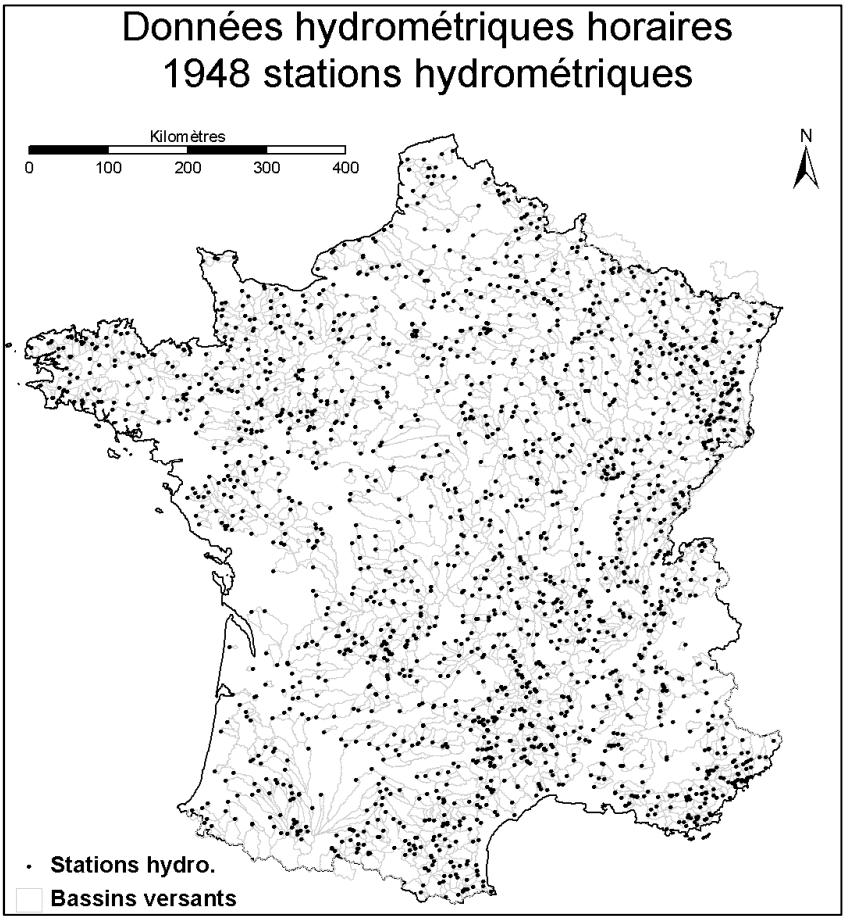


Figure 9 : Base de données des bassins versants avec données hydrométriques au pas de temps variable.

Au final, les données de débit au pas de temps horaire ont été traitées pour 1948 bassins versants repartis sur le territoire métropolitain français (Figure 9). Toutes les données des stations hydrométriques utilisées dans notre étude ont subi le même traitement pour la constitution de la base de données des débits au pas de temps horaire. Cependant, malgré nos efforts pour uniformiser la qualité de données sur l'ensemble des bassins versants étudiés, des erreurs peuvent persister notamment à cause du référentiel temporel qui n'est pas précisé pour les mesures des stations hydrométriques (heure UTC ou décalage heure d'été/heure d'hiver).

3.2 Sélection d'une base de bassins versants pour la modélisation pluie-débit

3.2.1 Sélection d'un échantillon de bassins versants

3.2.1.1 Critère de sélection des bassins versants

Notre travail est centré sur les dix années comprises entre le 1er janvier 1997 et le 31 décembre 2006 sur lesquelles la carte des précipitations horaires (que nous appellerons également par la suite réanalyse des lames d'eau) a été établie par Météo-France. Dans le cadre de cette thèse, nous cherchons principalement à étudier l'influence de la mesure radar sur la représentation des précipitations dans la modélisation pluie-débit. Cela nous conduit à ne retenir que des bassins non influencés par une activité anthropique et se situant à l'intérieur des zones où la visibilité radar est assez bonne pour la mesure des lames d'eau.

La qualité des lames d'eau de la réanalyse peut être affectée dans les zones d'altitude à cause des effets orographiques et de la présence de précipitations solides dont l'estimation est délicate. Par conséquent, nous éviterons également les bassins versants d'altitude pour lesquels les cumuls de précipitations solides ne sont pas négligeables. Ceci permet l'utilisation d'une structure de modèle un peu moins complexe ne nécessitant pas de module « neige » pour le traitement particulier des précipitations solides.

Les débits mesurés à l'exutoire des bassins versants sont les données de référence des modèles hydrologiques pluie-débit. Ces données sont utilisées à la fois pour le calage des paramètres et l'évaluation des simulations pour la validation du modèle. Il est donc nécessaire de disposer de chroniques de débit observé suffisamment longues, avec le moins de lacunes possible, sur la période étudiée pour appliquer une procédure de calage-contrôle (Klemeš 1986).

Afin de respecter l'ensemble de ces contraintes, les critères suivants ont été appliqués pour sélectionner des bassins versants exploitables dans le cadre de nos travaux de recherche :

- ⇨ *Le bassin versant est compris dans un rayon de 100 km autour du radar (limite conseillée par Météo-France pour une bonne visibilité radar).*
- ⇨ *L'influence anthropique est faible ou négligeable sur le bassin versant. Nous ne considérons ici que les influences des ouvrages hydrauliques répertoriés.*
- ⇨ *L'influence de la neige est négligeable sur le bassin versant.*
- ⇨ *Au moins 8 années de données sont disponibles sur la période étudiée (1997-2006) avec un taux annuel de lacunes inférieur à 10% par an. Ce taux est arbitraire : un critère plus restrictif ne permettrait pas d'obtenir assez de bassins.*

3.2.1.2 Tri des bassins versants

Nous avons estimé l'influence anthropique des barrages et réservoirs sur les 1948 bassins versants à partir des capacités de stockage des 272 ouvrages (barrages, lacs ou réservoirs) recensés par Payan (2007). Pour chacun de ces ouvrages, la capacité de stockage est ramenée à un débit moyen journalier qui s'écoule jusqu'aux stations hydrométriques en aval. Puis, ce débit fictif issu du stockage est comparé au débit moyen mesuré à la station : si la différence de débit est supérieure à 10%, nous considérons que le bassin versant est influencé. Selon cette procédure, 1403 bassins versants sont identifiés comme non influencés par une activité anthropique des barrages-réservoirs. Parmi eux, seulement 989 bassins possèdent au moins 8 années de données hydrométriques (sur la période 1997-2006) avec moins de 10% de lacunes par an (Figure 10).

Dans le cadre de notre thèse, seuls les radars opérationnels pendant au moins 6 ans entre 1997 et 2006 sont considérés : les radars situés aux Avesnes, Blaisy-Haut, Montancy, Cherves, Saint-Nizier, Lyon-Satolas, Momuy, Montclar, Collobrières et Aléria ne présentent pas assez de données entre 1997 et 2006 (Figure 3). Nous choisissons de ne conserver que les 15 radars restants qui étaient opérationnels pendant au moins 6 ans entre 1997 et 2006 (Figure 3). Parmi les 989 bassins versants identifiés ci-dessus, seuls 598 bassins versants se situent dans le périmètre des 15 radars sélectionnés (Figure 10).

Au final, nous choisissons ici de restreindre notre échantillon à une limite maximale de 200 bassins versants afin de limiter les temps de calcul qui peuvent devenir très longs dans une approche semi-distribuée au pas de temps horaire avec une procédure de calage-contrôle. Ceci dit, nous conservons cet échantillon de 598 bassins versants qui pourra être ponctuellement utilisé pour généraliser les résultats obtenus avec notre échantillon réduit.

3.2.1.3 Description de l'échantillon test de 181 bassins versants

Sur la base des 598 bassins évoqués ci-dessus, nous avons manuellement constitué un échantillon de 181 bassins versants en évitant les bassins montagneux et en tentant d'obtenir le même nombre de bassin par région tout en essayant de conserver les mêmes proportions de grands et petits bassins (Figure 12).

Parmi cet échantillon, 45 bassins versants contiennent en leur sein des stations de jaugeage intermédiaires : ce sous-échantillon sera utilisé pour vérifier la cohérence des simulations de débit à l'intérieur du bassin versant lors de la validation du modèle semi-distribué (Figure 12). La Figure 13 présente les distributions des caractéristiques climatiques et morphologiques de notre échantillon de bassins versants et la Figure 14 leur répartition géographique.

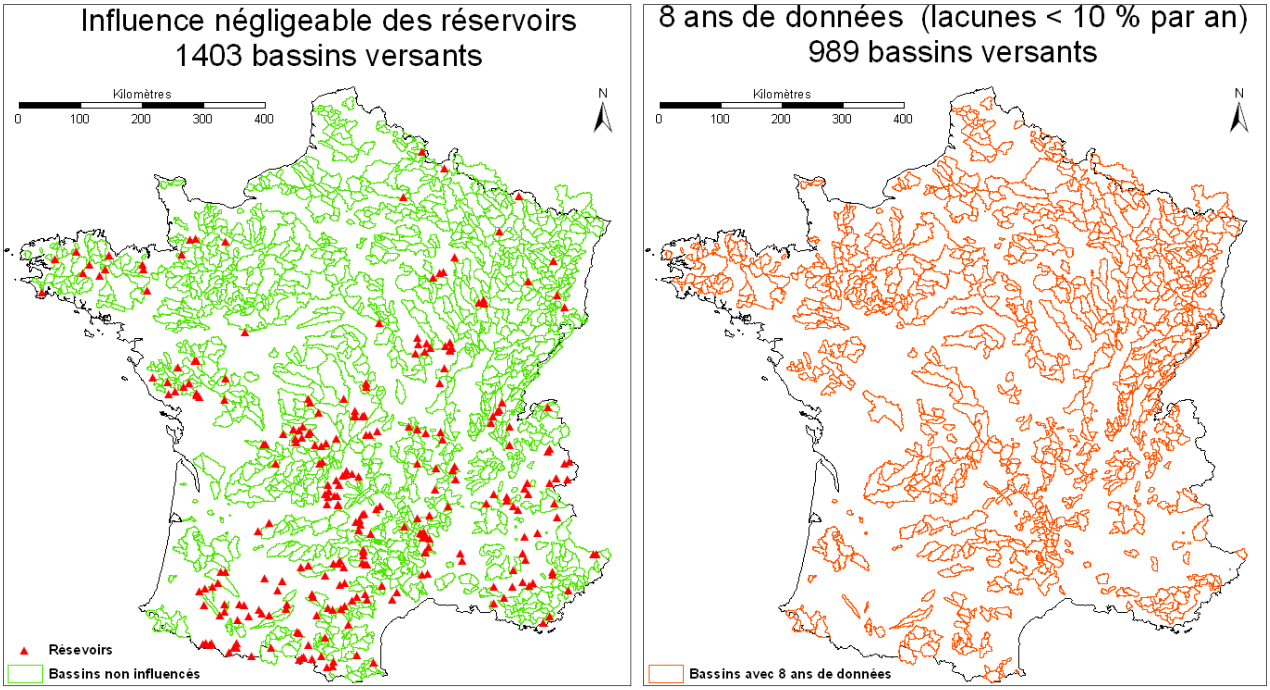


Figure 10 : Bassins versants non influencés par les barrages-réservoirs (gauche) ; Bassins versants non influencés par les barrages-réservoirs avec un minimum de 8 ans de données disponibles et moins de 10% de lacunes par an sur la période 1997-2006 (droite).

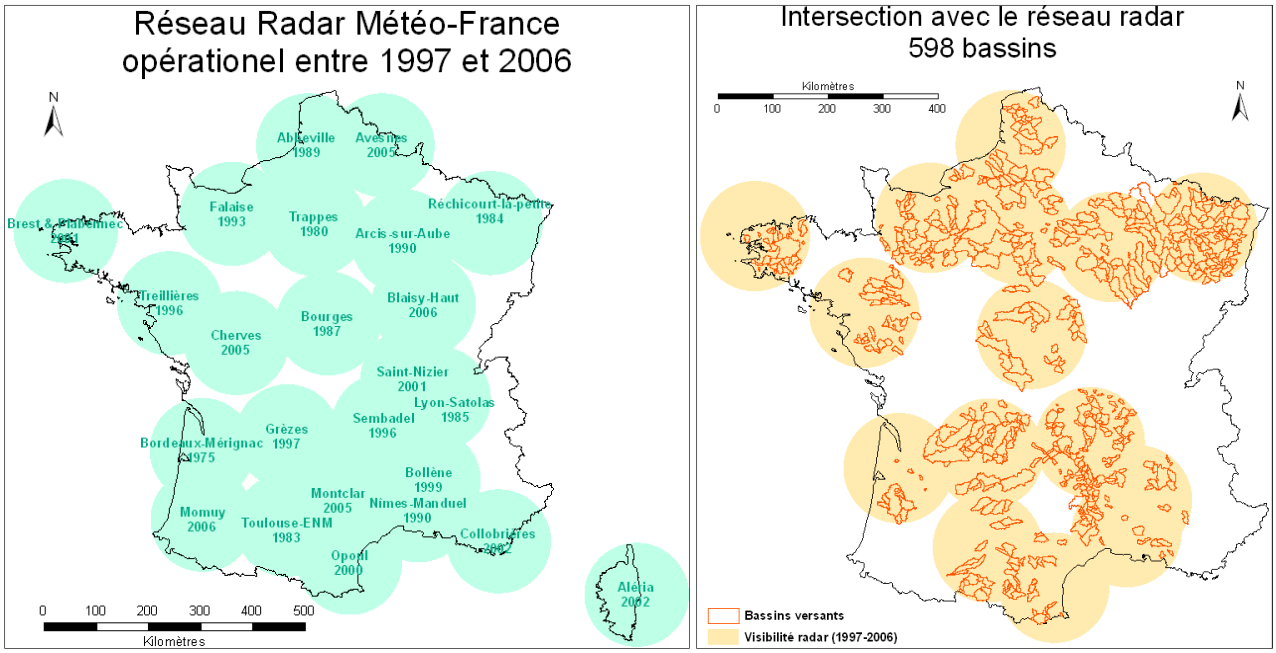


Figure 11 : Réseau opérationnel sur la période 1997-2006 avec l'année d'installation de chaque radar (gauche) ; Base de données de bassins versants non influencés par les barrages-réservoirs avec un minimum de 8 ans de données disponibles et moins de 10% de lacunes par an sur la période 1997-2006 inclus dans le réseau radar sélectionné dans le cadre de notre étude (droite).

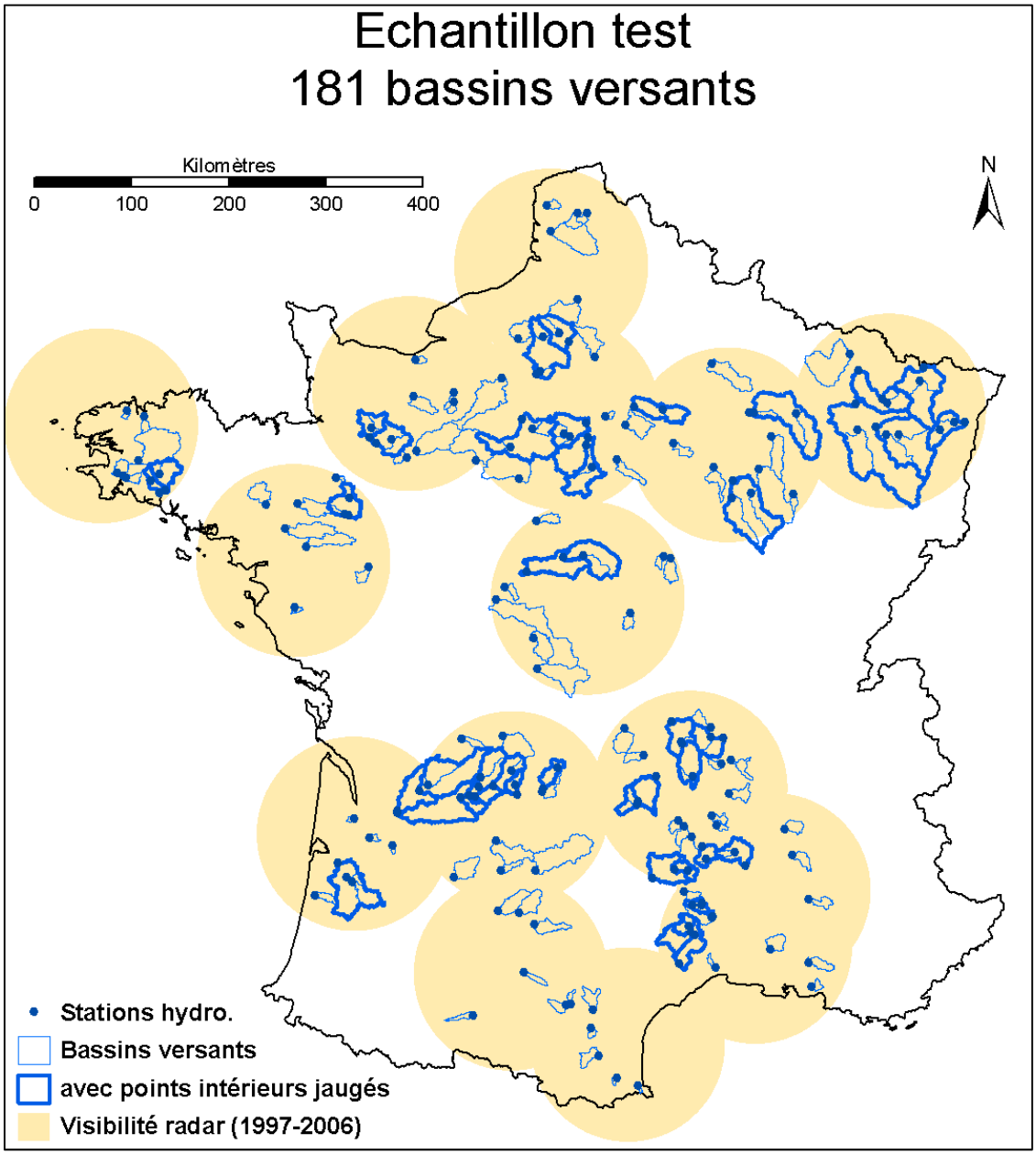


Figure 12 : Echantillon de 181 bassins versants sélectionnés (la liste des bassins est présentée en annexe 2).

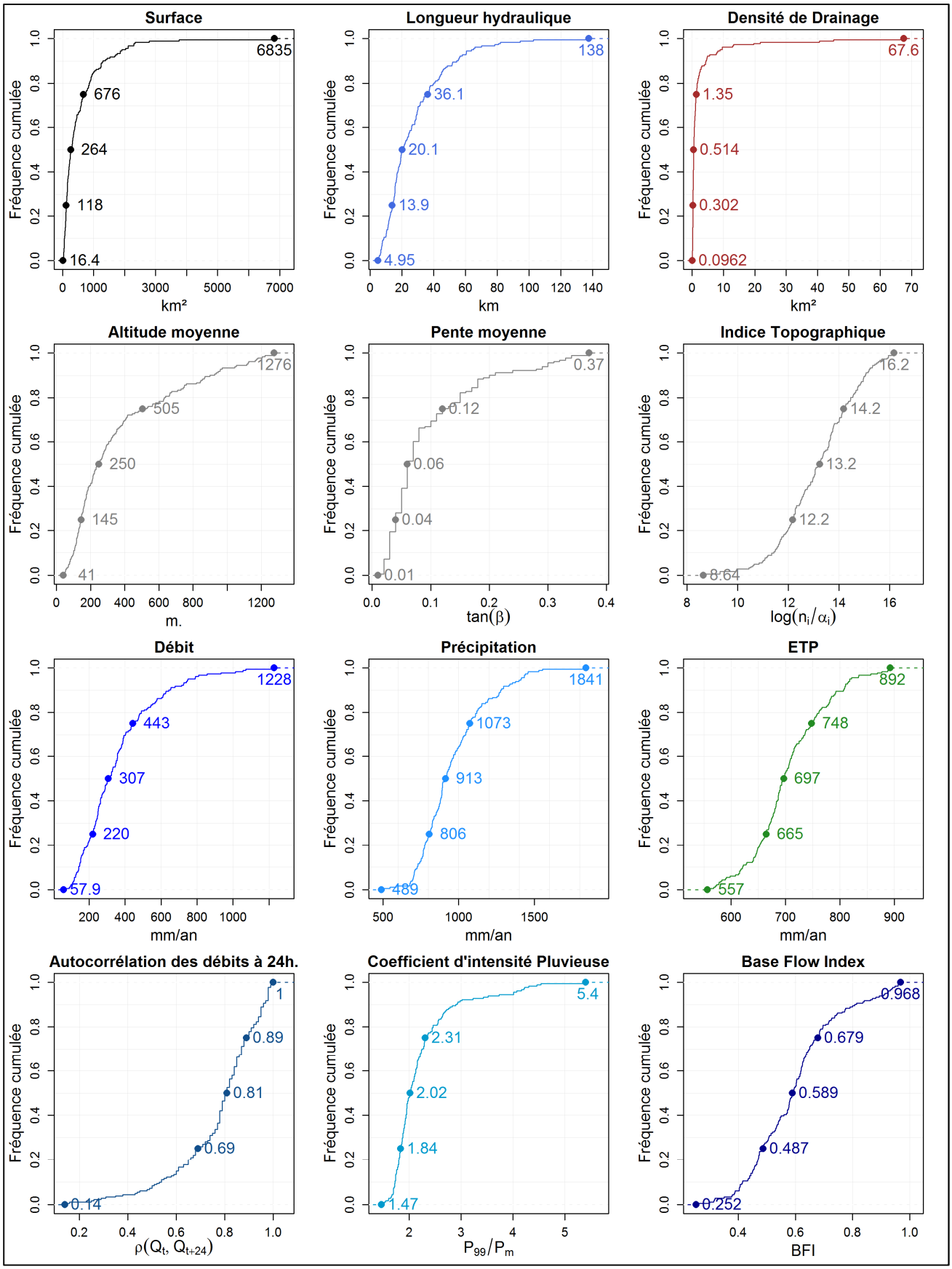


Figure 13 : Distribution des caractéristiques morphologiques et climatiques des 181 bassins versants sélectionnés

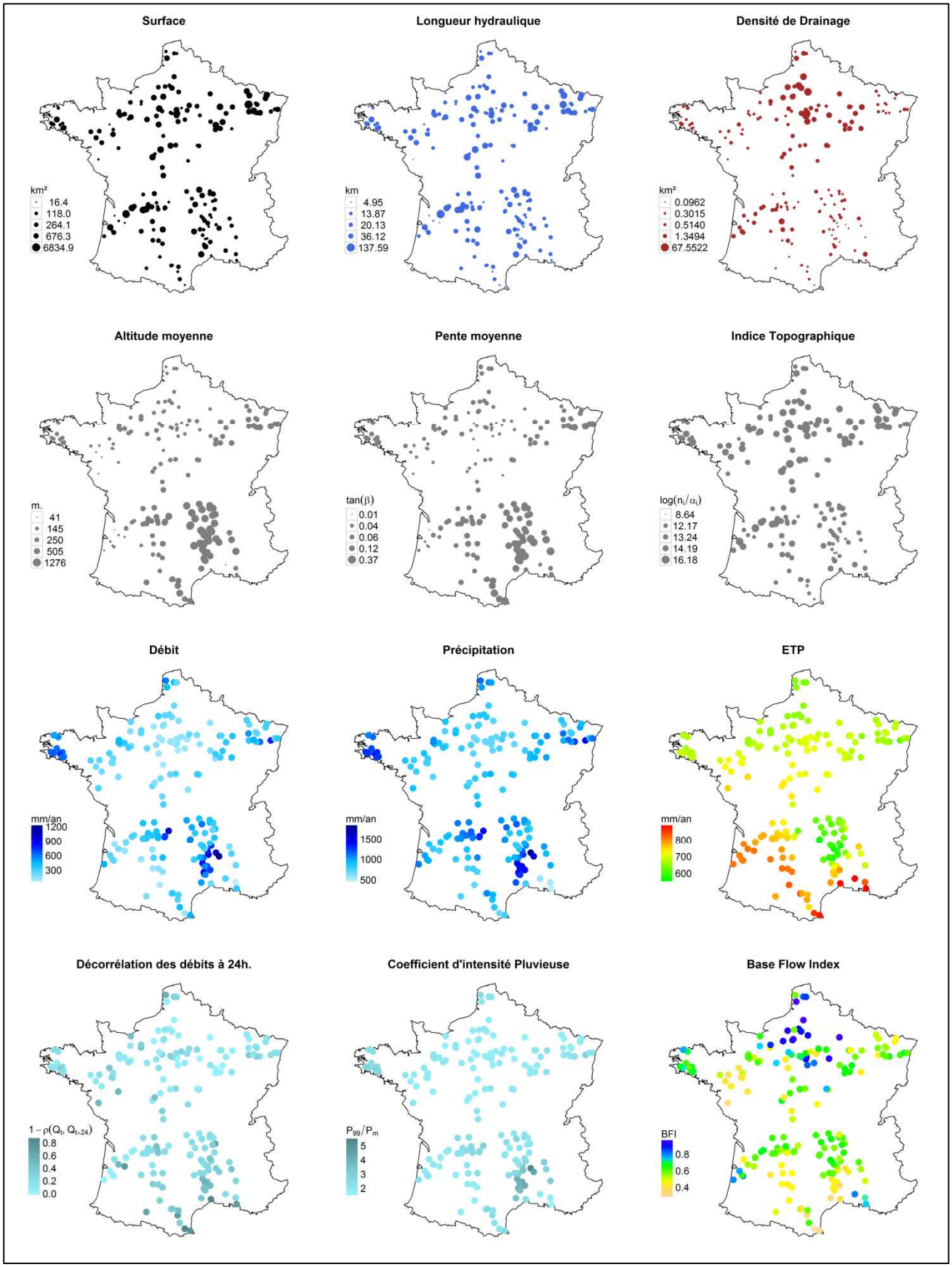


Figure 14 : Distribution spatiale des caractéristiques morphologiques et climatiques pour les 181 bassins versants

Les 181 bassins sélectionnés sont bien répartis géographiquement sur l'ensemble du territoire français métropolitain, ce qui permet d'obtenir une grande diversité des caractéristiques physio-morphologiques et une bonne variété en termes de conditions climatiques :

- Leur superficie varie entre 16 et 6835 km², avec une valeur médiane de 264 km² pour l'échantillon (Figure 13), 20% sont des grands bassins versants (surface > 1000 km²) et 20% sont des petits bassins versants (surface < 100 km²). Les longueurs hydrauliques moyennes varient entre 5 et 138 km.
- Afin de négliger l'influence de la neige et des glaciers, les bassins de montagne n'ont pas été retenus : la majorité des bassins versants présente une altitude moyenne inférieure à 1000 m (Figure 13). Seuls 12 bassins situés dans le Massif Central ont une altitude moyenne supérieure à 1000 m.
- Ce sont les bassins d'altitude qui ont les plus fortes pentes et les plus faibles indices topographiques (Figure 14). Notons que tous les bassins de l'échantillon ont une pente moyenne supérieure à 0,01, l'approximation de l'onde cinématique est donc envisageable pour router les eaux de surface sur ces bassins versants (Henderson 1966; Morris and Woolhiser 1980).
- Les bassins versants dont l'écoulement a une forte composante souterraine sont essentiellement localisés au nord de la France, où BFI et surfaces des zones sources sont les plus importants (Figure 14). La densité de drainage est un bon indicateur des écoulements dominés par les nappes puisqu'il est assez bien corrélé avec le BFI (Figure 14) : une surface des zones sources signifie que l'eau a tendance à s'infiltrer pour alimenter les aquifères souterrains au lieu de s'écouler en surface.
- Les cumuls interannuels de précipitation les plus importants sont observés en Bretagne et autour des zones montagneuses qui forment une barrière naturelle aux flux océaniques d'ouest et méditerranéens, ce qui entraîne de fortes précipitations en Dordogne, au Nord des Vosges et dans les Cévennes. Les ETP (calculées par la formule d'Oudin) sont liées aux températures qui sont plus élevées sur la côte méditerranéenne et dans le Sud-Ouest de La France.
- Il est intéressant de remarquer que les intensités pluvieuses extrêmes sont localisées sur les bassins cévenols où l'autocorrélation des débits est faible : il s'agit de bassins « rapides » sur lesquels les fortes intensités de précipitations entraînent des crues soudaines communément appelées « crue éclair ».

Nous regrettons d'avoir peu de bassins méditerranéens, mais il est difficile d'obtenir des bassins avec suffisamment de données horaires entre 1997 et 2006. De plus, le radar de Collobrières qui couvre une grande partie de l'arc méditerranéen n'a été installé qu'en 2002, avec seulement quatre ans de données de lames d'eau radar disponibles sur notre période d'étude, ce qui explique que

nous ne l'ayons pas retenu (Figure 3). Par contre, la région des Cévennes (radars de Nîmes, Bollène et Sembadel) est bien représentée : de nombreux bassins versants cévenols, présentant de forts cumuls et une grande variabilité de leurs précipitations, ont été sélectionnés, notamment les Gardons, la Cèze, l'Ardèche et l'Allier.

La Figure 15 présente le bilan hydrologique des 181 bassins versants de notre échantillon sur le graphe adimensionnel Q/P=f(P/ETP). Les limites du réalisme physique sont également représentées en trait pointillé (Figure 15). En effet, pour les bassins sans contribution souterraine vers ou en provenance de ses voisins, le débit ne devrait jamais excéder les précipitations (asymptote horizontale Q/P = 1). D'autre part, puisque l'évaporation potentielle est la borne supérieure de l'évaporation réelle, le débit devrait être toujours supérieur à la différence (P-ETP) (asymptote d'équation y=1-1/x).

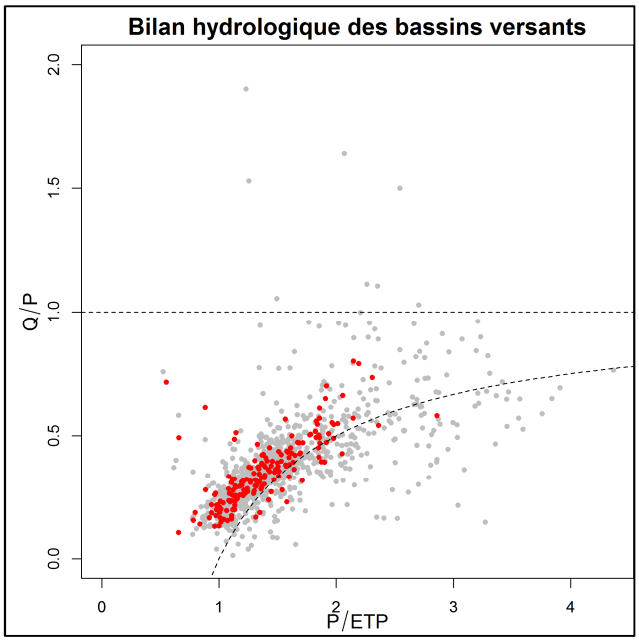


Figure 15 : Représentation adimensionnelle du bilan hydrologique des 181 bassins versants de notre échantillon (points rouges) et des 1948 bassins de la base de données horaires (gris clair) pour lesquels suffisamment de données hydro-climatiques sont disponibles.

Le sous-ensemble de 181 bassins est représentatif de la diversité des bassins versants du territoire métropolitain français pour lesquels une variété de bilan hydrologique est mise en évidence (Figure 9). La majorité des bassins se situent bien entre les deux limites du réalisme physique du bilan hydrologique sauf quelques-uns dont les débits sont supérieurs aux pluies (probablement des bassins présentant des apports hydrogéologiques), et un certain nombre d'autres dont les pertes sont supérieures à l'ETP, traduisant une tendance à « fuir ». Nous vérifierons s'ils sont bien modélisés dans le chapitre suivant.

3.2.2 Sélection d'événements de crue

3.2.2.1 Algorithme de sélection automatique

Dans une optique d'application de nos recherches à la prévision de crues, nous nous sommes particulièrement intéressés aux événements de crue. Etant donné la grande diversité des réponses des bassins (Figure 13), la détermination du début et de la fin d'un évènement de crue est complexe et très subjective. Pour des raisons pratiques, et d'objectivité, nous avons choisi de sélectionner des événements de crue par une procédure automatique sur la chronique des débits observés à l'exutoire de chaque bassin de notre échantillon. L'algorithme suivant a été appliqué sur les 181 bassins versants :

1) **Recherche du pic de crue** : le plus fort débit observé à l'exutoire du bassin versant est repéré sur la période d'étude (1997-2006)
2) **Début de l'événement :** c'est le moment des premières précipitations ayant entraîné la montée de crue. On commence par calculer un débit seuil déterminé par la formule suivante :

$$Q_0 = \max\left(\mathrm{Q_p}/4 \ ; \ \mathrm{Q_m} + 0.05\,.\left(\mathrm{Q_p} - \mathrm{Q_m}\right)\right) \qquad \textbf{Eq. 11}$$

   avec Q_0 le seuil de débit définissant le début de la montée de crue, Q_p l'amplitude du pic de crue et Q_m la valeur minimale du débit observé sur les 15 jours précédant la crue.
   Le début de la montée de crue est défini par rapport à la valeur seuil définie ci-dessus, puis, le début de l'événement est défini par la première heure précédant le début de la montée de crue pour laquelle les précipitations sont nulles.
3) **Fin de l'événement** : c'est la fin de la décrue. A partir de la montée de crue dont la durée correspond au temps entre le début de l'événement et le pic de crue, on définit une fenêtre temporelle de décrue : elle est fixée à quatre fois le temps de la montée de crue et bornée à 15 jours maximum. Le débit minimum Q_m après le pic de crue est repéré sur cette période, puis, similairement à la définition du début de l'événement, on détermine le débit seuil Q_0. La fin de l'événement est alors définie lorsque le débit franchit le seuil fixé après le pic de crue.
4) **Vérification de la cohérence de l'événement** : on vérifie que le nombre de données lacunaires sur la période de l'événement n'est pas supérieur à la limite autorisée. Sinon, l'événement n'est pas retenu. De plus, on vérifie que l'événement sélectionné n'est pas un fort débit pendant une montée de crue ou une décrue : si le pic de crue défini à la première étape n'est pas le débit maximal sur l'événement ou si la durée de l'événement n'est pas supérieure à deux pas de temps, alors l'événement n'est pas retenu.

Cet algorithme permet de sélectionner automatiquement le même nombre d'événements pour chaque bassin. Les événements sélectionnés correspondent aux plus grosses crues observées sur la période de recherche (1997-2006). Ils n'ont pas forcément la même durée et les dynamiques lentes (crue de nappe) aussi bien que les dynamiques rapides (crues éclairs) sont sélectionnées. Au total, nous avons sélectionné 3620 événements de crue que nous avons visualisés afin de vérifier la validité de la procédure de sélection automatique.

3.2.2.2 Indice de variabilité spatiale

Nous cherchons à caractériser la variabilité spatiale des précipitations des événements de crue sélectionnés. Pour cela, nous bénéficions de la haute résolution spatiale de la réanalyse des lames d'eau (1 x 1 km) au pas de temps horaire. Sur cette base, deux indices proposés par Smith et al. (2004a) pour décrire l'organisation générale des champs de précipitation et leur variabilité à l'échelle des bassins versants sont calculés pour chaque événement :

- **L'indice de localisation** des précipitations quantifie la localisation de l'événement indépendamment de la variabilité spatiale au sein du champ de précipitation. Il s'agit de décrire l'organisation spatiale des précipitations par rapport à la distribution des distances du réseau de drainage (Woods and Sivapalan 1999; Viglione et al. 2010b; Zoccatelli et al. 2011) telle que définie par Bell and Moore (2000). Sur chaque événement, le centre de précipitation I_{pcp} est calculé à chaque pas de temps en fonction du centre de masse du bassin C_{bsn} et du centre de masse des précipitations C_{pcp} :

$$C_{bsn} = \frac{\sum_{i=1}^{N} A_i \,.\, L_i}{\sum_{i=1}^{N} A_i} \qquad \textbf{Eq. 12}$$

$$C_{pcp}(t) = \frac{\sum_{i=1}^{N} P_i(t).A_i.L_i}{\sum_{i=1}^{N} P_i(t).A_i} \qquad \textbf{Eq. 13}$$

$$I_{pcp}(t) = \frac{C_{pcp}(t)}{C_{bsn}} \qquad \textbf{Eq. 14}$$

avec $P_i(t)$ le cumul horaire de précipitation au temps *t* sur le pixel *i* de la grille de la base de données, A_i l'aire du pixel sur la grille de la base de données (1 km² pour les grilles de précipitation), L_i la longueur hydraulique définie pour chaque pixel du réseau de drainage (défini à partir du MNT de résolution 100x100 m) et *N* le nombre de pixels compris dans le bassin.

Si I_{pcp}<1 alors les plus fortes précipitations pour ce pas de temps sont essentiellement concentrées dans une région proche de l'exutoire du bassin. Les valeurs supérieures à 1 indiquent que le centre des précipitations est loin de l'exutoire du bassin. Les valeurs proches de 1 impliquent que le centre des précipitations est proche du centre du bassin : les précipitations sont uniformes sur le bassin versant, ou elles sont concentrées autour du centre de

masse du bassin et/ou dans des régions distinctes à la fois proches et éloignées de l'exutoire. Pour chaque événement, la somme pondérée des ratios des centres de précipitation sur la durée de l'événement permet de calculer un indice de localisation :

$$I_L = \frac{\sum_{t=1}^{T} I_{pcp}(t).P_t}{\sum_{t=1}^{T} P_t} \quad \textbf{Eq. 15}$$

avec I_L l'indice de localisation, T la durée de l'événement, $I_{pcp}(t)$ le ratio du centre de précipitation et P_t la pluie moyennée spatialement sur la bassin versant au pas de temps t.

- **L'indice de variabilité spatiale** évalue la variabilité spatiale au sein du champ de précipitation. L'écart type est calculé pour chaque pas de temps puis, de la même manière que précédemment, un indice général de variabilité est estimé par événement :

$$I_\sigma = \frac{\sum_{t=1}^{T} \sigma_t \,.P_t}{\sum_{t=1}^{T} P_t} \quad \textbf{Eq. 16}$$

avec I_σ l'indice de variabilité spatiale de l'événement, σ_t l'écart-type des pixels 1 x 1 km des données de précipitations horaires et P_t la pluie moyennée spatialement sur le bassin versant au pas de temps t.

Les deux indices I_L et I_σ permettent de décrire explicitement la variabilité spatiale des précipitations. Notons que nous avons utilisé les moyennes temporelles des précipitations de chaque pas de temps pour calculer ces indices. Ceci nous permet de caractériser la variabilité spatiale des champs de précipitations par rapport à l'importance des intensités précipitantes. Ainsi, nous ciblons les les cas à la fois variables et d'intensité suffisamment importante pour influer sur la dynamique du bassin puisque les événements de faible intensité sont généralement filtrés par le bassin.

3.2.2.3 Description des événements de crue sélectionnés

La Figure 16 présente la distribution des caractéristiques des 3620 événements de crue sélectionnés (20 événements par bassin) sur la période d'étude (1997-2006), leur saisonnalité et leur répartition géographique. Cet échantillon d'événements présente une grande variété de crues avec une bonne diversité des caractéristiques des champs de précipitation :

- Les événements de crue peuvent avoir des durées très différentes (8 heures pour les crues les plus rapides et 702 heures pour les crues les plus lentes) avec une durée moyenne de 180 heures (1 semaine) (Figure 16a). Les événements les plus longs (d'environ 700 heures) correspondent à des événements d'hiver (Figure 16b) et sont observés sur les bassins de nappe du nord de la France (la Canche, l'Epte, l'Essonne …) et du bassin aquitain (l'Eyre et la Petite Leyre). A l'opposé, les crues les plus rapides sont observées en été jusqu'au début de l'automne (Figure 16b) et se concentrent autour du bassin méditerranéen (Figure 16c).

- Les pics de crue moyens sont de 0.77 mm/h (Figure 16a). Les plus faibles amplitudes (inférieures à 0.03 mm) sont observées sur les bassins de nappe de l'Iton (1029 km² à Normanville) et de l'Essonne (587 km² à Boulancourt). La plus forte amplitude (36.7 mm) est observée sur le plus petit bassin de notre échantillon : un débit de pointe de 167 m^3/s a été mesuré à l'exutoire de la Massane à Argelès-sur-Mer (16 km²) le 12 Novembre 1999 en réponse à de fortes intensités de pluie atteignant jusqu'à 60 mm/h. Notons cependant qu'il s'agit d'un événement extrême puisque le 99ème quantile des amplitudes du pic est de 6 mm/h et seulement neuf crues ont des amplitudes du pic supérieures à 10 mm/h : elles sont observés sur les bassins cévenols de l'Ardèche, la Mimente et le Gardon de Mialet.
- En termes de débit absolu, les plus fortes crues (supérieures à 1000 m^3/s) sont toutes observées sur le bassin vosgien de la Moselle (6834 km² à Custines avec un pic maximal de 1840 m^3/s observé en Octobre 2006) et les bassins cévenols de l'Hérault (1430 km² à Gignac avec un pic maximal de 1715 m^3/s en Décembre 1997) et l'Ardèche (625 km² à Vogüé avec un pic maximal de 1362 m^3/s en Décembre 1997).
- Les précipitations cumulées sur la durée de l'événement et moyennées sur le bassin versant varient entre 1 mm et 500 mm (Figure 16a) pour une valeur moyenne de 72 mm sur l'échantillon. Parmi les 3620 crues sélectionnées, seulement 32 événements ont de très forts cumuls de précipitations supérieurs à 300 mm, ils ont tous une durée inférieure à 138 heures (presque 6 jours) et ils sont observés autour de la Méditerranée sur les bassins de l'Ardèche, les Gardons, l'Hérault, la Mimente et l'Orbiel (Figure 16c). Le record de 500 mm (en 94 heures) a été mesuré sur l'Ardèche à Meyras (99 km²) et a engendré une crue dont le pic a atteint 310 m^3/s le 19 Décembre 1997.
- En ce qui concerne la variabilité spatiale des champs de précipitation, l'indice de localisation I_L varie entre 0.65 et 1.23 (avec une valeur moyenne de 0.99) et l'indice de variabilité spatiale I_σ varie entre 0.07 et 18.20 (avec une valeur moyenne de 0.98) (Figure 16b). Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles obtenues sur les trois bassins de l'Oklahoma et de l'Illinois étudiés par Smith et al. (2004a). Parmi les 3620 événements de crue sélectionnés sur nos 181 bassins versants, les événements orageux convectifs (qui présentent une forte hétérogénéité spatiale) sont moins fréquents que les événements stratiformes relativement uniformes spatialement (Figure 16b). Cependant, il est intéressant de remarquer que les champs de précipitation à forte variabilité spatiale sont généralement observés entre mai et octobre (Figure 16b). Ils entraînent des crues rapides de forte amplitude et sont essentiellement localisés autour de la méditerranéen et au nord des Vosges (Figure 16c).

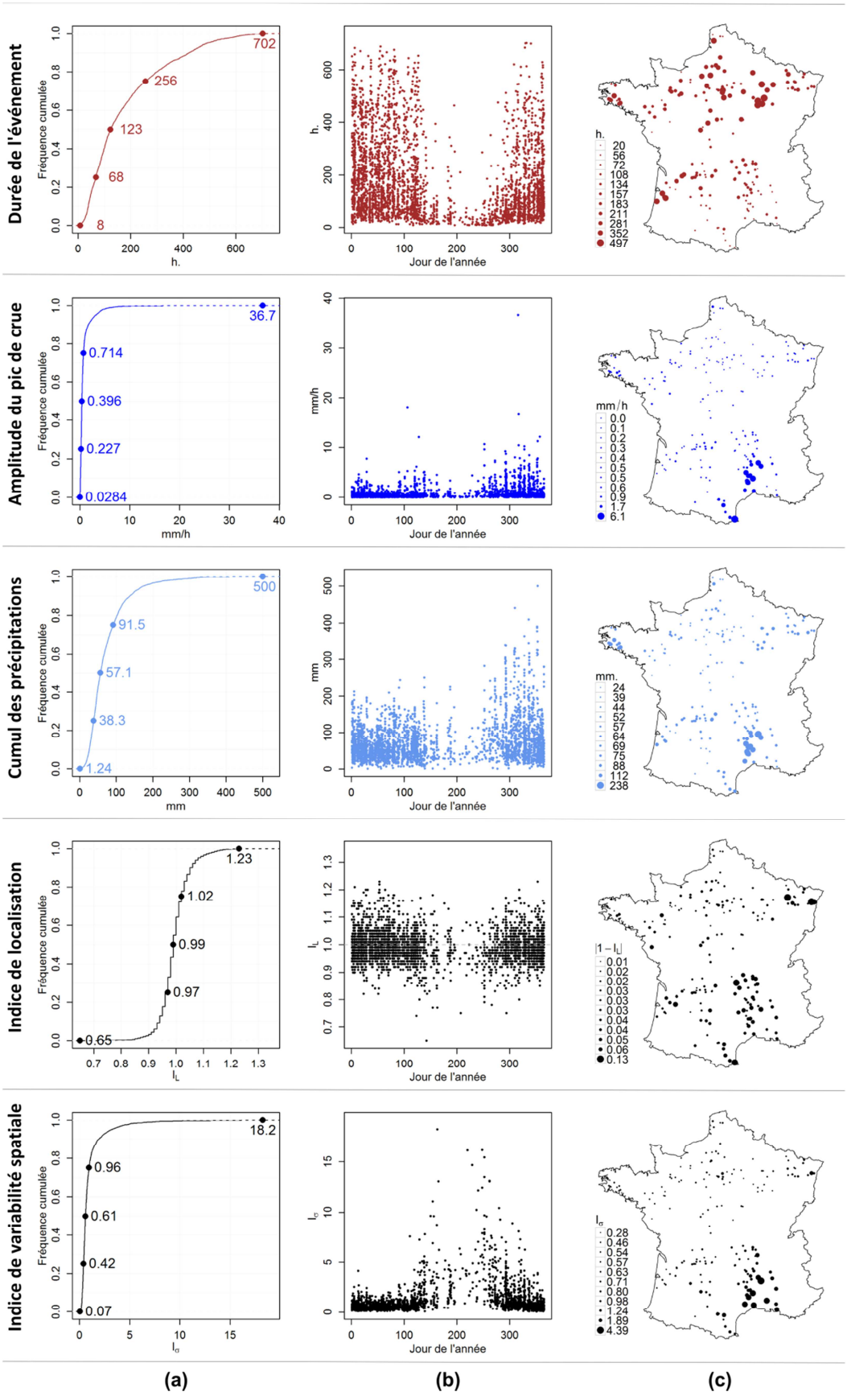


Figure 16 : (a) Distribution des caractéristiques des 3620 événements de crue sélectionnés; (b) distribution saisonnière ; (c) répartition spatiale des caractéristiques moyennées sur les 20 événements de chaque bassin

3.3 Synthèse

Nous avons constitué une base de données relativement diversifiée en termes de conditions physiques, hydrologiques et climatiques. Un nombre important de bassins a pu être rassemblé pour tirer des conclusions générales. Dans la mesure du possible, nous avons essayé d'obtenir le même nombre de bassins versants dans la visibilité hydrologique de chaque radar en évitant les zones montagneuses où les mesures radar sont de moins bonne qualité. Cependant, nous sommes conscients que des erreurs peuvent subsister dans les données malgré les précautions prises lors du traitement et de la sélection des bassins versants.

Pour les besoins de notre travail de recherche, un large échantillon d'événements de crue a été sélectionné sur l'ensemble de notre base de bassins versants. L'hétérogénéité spatiale des champs de précipitation ainsi que les réponses des bassins versants ont été caractérisés sur la base des précipitations estimées et des débits observés. Une des limites de cet échantillon vient du fait que la sélection des événements a été effectué à partir des crues : les événements orageux qui auraient été filtrés par le bassin et qui n'auraient pas généré de débit à l'exutoire sont absents.

L'analyse des caractéristiques morphologiques et hydro-climatiques de notre échantillon fait apparaître des bassins contrastés, représentatifs de la diversité hydrologique de la France métropolitaine. Le comportement des bassins de nappe situés essentiellement au nord de la France dont la réponse est relativement « lente » s'opposent aux bassins exposés aux fortes intensités de précipitation liées aux effets orographiques dont la plupart sont localisés dans les Cévennes. Cette base de données qui se distingue par sa variété, aussi bien en termes de morphologie des bassins versants que d'événements climatiques, constitue un terrain d'étude adapté à la problématique de notre travail.

DEUXIÈME PARTIE

DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE PLUIE-DÉBIT SEMI-DISTRIBUÉ

Chapitre 4

4 Modélisation hydrologique globale

4.1 Introduction

Depuis les premiers modèles de simulation pluie-débit proposés au début des années 1960, de nombreux modèles ont été développés selon des approches très variées. Cependant, aucun d'entre eux n'est pleinement satisfaisant pour décrire l'ensemble des mécanismes qui régissent la transformation de la précipitation en débit.

Pour les besoins de notre approche, nous avons recherché un modèle de référence performant et de structure relativement simple pour être facilement applicable sur une grande variété de bassins versants. Parmi les modèles examinés dans la littérature, les modèles globaux du Génie Rural (GR), développés à Irstea depuis le début des années 1980, correspondaient bien à notre approche. En effet, ce sont des modèles robustes et performants en termes de simulation des débits, tout en restant suffisamment simples pour limiter les difficultés de mise en œuvre.

Aujourd'hui, le modèle GR5 (Le Moine, 2008) est la version globale la plus avancée des modèles pluie-débit GR[7]. Cette version a été testée sur un grand nombre de bassins versants français au pas de temps horaire et donne de meilleurs résultats que sa version antérieure GR4 (Le Moine, 2008). Le modèle GR4, établi par Perrin *et al.* (2003), fait partie des modèles globaux de référence utilisés pour le projet de comparaison des modèle distribués (Smith et al. 2012a) et s'est montré aussi performant que les autres modèles de la communauté hydrologique pour la simulation des débits. C'est pourquoi, le modèle global GR5 a été choisi dans notre travail comme modèle de référence pour la simulation des débits.

Dans ce chapitre nous présenterons tout d'abord le fonctionnement du modèle hydrologique GR5 ainsi que les procédures nécessaires à son utilisation. Puis, nous définirons la méthodologie d'évaluation qui sera utilisée dans la suite de nos travaux de recherche. Enfin, nous analyserons les simulations globales de débit obtenues sur notre échantillon de 181 bassins versants.

[7] Depuis 2013, une nouvelle version des modèle GR a été établie par Pushpalatha (2013) : le modèle GR6.

4.2 Le modèle hydrologique pluie-débit GR5

4.2.1 Présentation de la structure pluie-débit GR5

4.2.1.1 Fonctionnement du modèle GR5

Le modèle hydrologique pluie-débit GR5 est un modèle développé de manière empirique, dont la structure l'apparente à des modèles conceptuels pour représenter les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant. C'est un modèle à réservoir, continu et global. La réponse du bassin versant à l'exutoire est calculée à partir de données d'entrée moyennées sur le bassin, sans représenter ce qui se passe aux échelles inférieures. Cela revient à faire l'hypothèse que la variabilité spatiale des caractéristiques physiques et des phénomènes météorologiques ne joue qu'un rôle de second ordre sur la réponse hydrologique du bassin versant, celle-ci étant principalement contrôlée par les valeurs moyennes des caractéristiques et des entrées météorologiques du bassin. Les stratégies de développement qui ont mené à la structure de ce modèle sont détaillées dans la thèse de Le Moine (2008). Le fonctionnement du modèle GR5 est brièvement présenté ci-dessous (Figure 17).

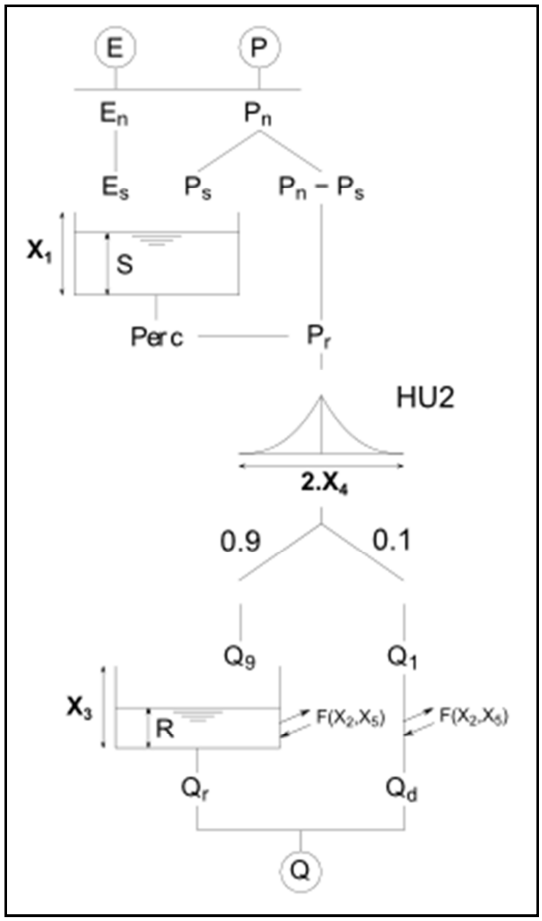


Figure 17 : Schéma structurel du modèle global GR5.

A partir des données de précipitation *P*, d'évapotranspiration potentielle *E* et d'un jeu de cinq paramètres (X_1, X_2, X_3, X_4, X_5), un débit est calculé à l'exutoire du bassin versant modélisé. Le modèle GR5 transforme la pluie en débit par étapes :

(i) Dans un premier temps, une **production** P_r est calculée à partir des données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle moyennées sur l'unité de calcul élémentaire (généralement le bassin versant, mais ce pourrait être une maille ou un sous-bassin). Une pluie nette P_n est calculée après neutralisation des précipitations par l'évapotranspiration potentielle du bassin. Si les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, la pluie nette est nulle, la différence forme l'évapotranspiration nette E_n et une quantité d'évaporation E_s (calculée à partir de E_n) est retirée du réservoir de production. A l'inverse, si la pluie nette n'est pas nulle, une partie de cette pluie nette P_s alimente le premier réservoir du modèle (appelé réservoir de production) qui est dimensionné par le paramètre X_1 (mm), l'autre partie, la pluie efficace, va aller alimenter l'écoulement. A l'issue de cette première étape, la pluie efficace et la percolation du réservoir de production forment la production du bassin sur le pas de temps considéré;

(ii) Dans un second temps, la production est transférée via la **fonction de transfert** représentée par un hydrogramme unitaire dont le temps de base est déterminé par le paramètre X_4 (heures). La majeure partie du transfert (90%) est routée vers l'exutoire à travers le réservoir de routage, de capacité X_3 (en mm), qui permet de lisser le signal d'entrée. Le reste (10%) est directement transmis vers l'exutoire, sans passer par le réservoir de routage.

(iii) Pendant le processus de routage, une **fonction d'échange** est utilisée pour représenter les échanges souterrains avec la nappe. Une quantité d'eau est ajoutée (dans le cas d'apport) ou enlevée (dans le cas de pertes) au bassin versant. Ces échanges sont opérés dans le réservoir de routage ainsi que dans la branche d'écoulement direct qui court-circuite le réservoir de routage. La fonction d'échange est contrôlée linéairement par le niveau du réservoir de routage, au moyen d'un coefficient multiplicatif (paramètre X_2) et peut s'inverser selon que l'on est au-dessus ou en dessous d'un taux de remplissage seuil (paramètre X_5).

Le modèle GR5 a été développé au pas de temps journalier et au pas de temps horaire. Il est important de rappeler que le changement de pas de temps occasionne des transformations de certains paramètres (fixes ou à optimiser) du modèle (Mathevet 2005). Ces transformations ont été estimées théoriquement d'après les formulations des différentes fonctions mathématiques du modèle, puis vérifiées empiriquement en comparant les résultats des modélisations obtenus aux différents pas de temps sur 1040 bassins versants français (Le Moine 2008). La constante de percolation et l'exposant de l'hydrogramme unitaire ont des valeurs fixes différentes selon le pas de temps de fonctionnement du modèle (Tableau 3), ainsi que les cinq paramètres à optimiser (X_1, X_2, X_3, X_4, X_5).

Fonction	Formulation mathématique	Valeur optimale empirique
Percolation	$PERC = S.\left(1 - \frac{1}{\left(1 + \left(\frac{S}{\beta.X_1}\right)^4\right)^{1/4}}\right)$	$\beta_J = 2.25$ $\beta_H = 5.25$
Hydrogramme unitaire	$HU2(i) = SH2(i) - SH2(i-1)$ $SH2(t) = \begin{cases} 0 & , \quad t < 0 \\ -\frac{1}{2}\left(\frac{t}{X_4}\right)^{\alpha} & , \quad 0 < t < X_4 \\ 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\alpha} & , X_4 < t < 2.X_4 \\ 1 & , t \geq 2.X_4 \end{cases}$	$\alpha_J = 2.50$ $\alpha_H = 1.25$

Tableau 3 : Changement des paramètres fixes du modèle entre les pas de temps journalier (*J*) et horaire (*H*) : β est la constante de percolation et α l'exposant de l'hydrogramme unitaire.

4.2.1.2 Paramétrage du modèle GR5

Les cinq paramètres du modèle GR5 doivent être déterminés pour calculer les débits à l'exutoire du bassin versant : ils définissent le comportement du bassin versant en réponse aux données de précipitation et d'évapotranspiration. Ces paramètres n'ont pas de sens physique *a priori*, dans le sens où il n'existe pas de relation univoque avec des caractéristiques physiques du bassin. Cependant, chaque paramètre a une influence dominante sur les débits simulés à l'exutoire du bassin :

- X_1 (mm), qui représente la capacité du réservoir de production, permet notamment d'avoir un effet tampon plus ou moins fort sur les pluies et de contrôler les pertes par évaporation issues du réservoir ;
- X_2 (mm) représente les gains ou pertes maximum du bassin par pas de temps, c'est le second paramètre qui permet d'ajuster le bilan en eau du bassin. L'amplitude de ces échanges est fonction du remplissage du réservoir de routage ;
- X_3 (mm) qui représente la capacité (à un pas de temps) du réservoir de routage, modélise le transfert et contrôle la dynamique des récessions de débit : il lisse temporellement la série des pluies efficaces ;
- X_4 (h) représente le temps de base de l'hydrogramme unitaire (c'est-à-dire qu'il définit la longueur de l'hydrogramme unitaire) : il permet d'introduire un délai entre pluie et débit. Il contrôle donc le décalage temporel entre entrées et sorties. Les hydrogrammes ont également un effet de lissage en répartissant les pluies efficaces sur plusieurs pas de temps.

- X_5 (.) est le seuil dans le réservoir de routage correspondant au taux de remplissage où le signe des échanges (gain ou perte) s'inverse. Ce cinquième paramètre est borné entre 0 et 1. Il conceptualise la saisonnalité des échanges : de la rivière vers l'aquifère pendant les hautes eaux et les échanges inverses, pendant les basses eaux (si X_2 est négatif).

Les avantages du modèle global GR5 résident dans sa robustesse et la simplicité de sa structure. Il requiert peu de données et seulement cinq paramètres pour calculer un débit à l'exutoire des bassins. Cependant, ce type d'approche nécessite d'ajuster les paramètres du modèle par calage sur des séries de données d'observation de la réponse du bassin versant (c'est-à-dire les débits).

4.2.2 Initialisation et optimisation du modèle pluie-débit

4.2.2.1 Initialisation des états du modèle pluie-débit

Avant toute simulation, il faut déterminer l'état initial dans lequel se trouve le bassin versant. Une mauvaise définition des conditions initiales (et principalement des niveaux des réservoirs en début de simulation) peut entrainer des erreurs de simulation et donc une diminution des performances du modèle (Le Moine 2008).

Les conditions initiales n'étant pas mesurables, il est commun d'utiliser une période d'initialisation ou mise en route (*warm-up* en anglais). En effet, on considère en général que les conditions initiales influencent peu les simulations dès lors que l'on a laissé évoluer les états du modèle en fonction des entrées météorologiques pendant au moins un cycle hydrologique. Cela correspond au fait que pour une majorité de bassins, la mémoire des conditions initiales n'excède pas un an. Cela n'est cependant pas vrai pour tous les bassins, certains ayant une mémoire plus longue.

De manière générale, les modèles pluie-débit sont donc initialisés en utilisant quelques années de forçage climatique sur lesquelles on laisse évoluer le modèle avant d'évaluer la qualité de ses simulations. Cette procédure peut cependant se révéler « coûteuse » en données lorsque les séries disponibles sont courtes, et il est donc utile de limiter autant que possible la longueur de la période d'initialisation. D'autres procédures peuvent donc être envisagées pour limiter le « coût » de cette initialisation (voir par ex. Le Moine, 2008), même si elles sont généralement plus coûteuse en temps de calcul.

Dans notre cas, nous souhaitons évaluer la réanalyse des lames d'eau sur les 10 années disponibles (1997-2006) sans perdre la durée d'initialisation. Pour cela, les données de précipitations nécessaires avant l'année 1997 sont issues des données journalières SAFRAN (qui sont disponibles depuis 1958) désagrégées au pas de temps horaire : elles sont constantes sur la journée et correspondent au $1/24^{ième}$ de la pluie journalière. Au début de la période d'initialisation, les réservoirs de production et de routage sont respectivement remplis à 80% et 20% de leur capacité.

Cette méthode d'initialisation a l'avantage de définir les états initiaux du modèle à partir de données observées qui permettent d'obtenir des conditions initiales cohérentes avec la dynamique du bassin versant aux pas de temps précédents. Cependant, il faut définir la durée à partir de laquelle les conditions initiales n'ont plus de poids sur les performances du modèle évalué entre 1997 et 2006 (cf. 4.3.1.1).

4.2.2.2 Optimisation des jeux de paramètres

Le modèle hydrologique pluie-débit GR5 nécessite l'estimation de cinq paramètres qui sont calés par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins versants. L'algorithme de calage est une méthode « pas à pas » développée par Michel (1989) avec le pré-filtrage des paramètres proposé par Mathevet (2005). C'est une méthode locale directe qui cherche à maximiser (ou minimiser) une fonction objectif.

Percentiles	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5
33 ^{ième}	224.75	-2.94	81.45	8.20	0.00
50 ^{ième}	322.14	-1.37	172.43	14.60	0.10
66 ^{ième}	642.26	-0.47	387.61	30.30	0.20

Tableau 4 : Distribution des paramètres au pas de temps horaire du modèle pluie-débit global GR5H (Le Moine, 2008)

La méthode de pré-filtrage des paramètres permet de fournir à la méthode de calage pas-à-pas un point de départ situé dans la région probable de convergence (Mathevet 2005). Elle consiste en une inspection systématique mais grossière de l'espace des paramètres, en se basant sur des quantiles des distributions a priori des paramètres. Le pré-filtrage est opéré sur les quantiles 0.16, 0.50 et 0.83 de la distribution des paramètres, chacun de ces quantiles se retrouvant au centre d'un tiers de la distribution. Dans le cas du modèle GR5, nous avons donc trois valeurs pour chacun des cinq paramètres à optimiser : il existe 3^5=243 combinaisons possibles de paramètres qui sont testées afin de définir le meilleur jeu initial de paramètre pour l'algorithme de calage.

Le modèle GR5 a été développé et testé par Le Moine (2008) sur une base de 1040 bassins versants français. Nous utiliserons les distributions des paramètres obtenues sur cette base de bassins versants pour « préfiltrer » l'espace des paramètres (Tableau 4). Notons que la distribution des paramètres est dépendante du pas de temps de fonctionnement du modèle. Une fois que les paramètres auront été calés sur les 10 années de la base de données (1997-2006), à partir du pré-filtrage issu de la distribution des paramètres de la base de Le Moine (2008), il sera possible de re-définir la distribution des paramètres sur nos propres échantillons de bassins versants.

4.2.2.3 Fonction objectif

La fonction objectif est utilisée pour évaluer l'erreur du modèle lors de l'optimisation de ses paramètres. L'utilisation de fonctions objectif différentes peut mener à des solutions différentes. Gupta *et al.* (2009) ont montré que le critère de Nash-Sutcliffe (NSE) utilisé comme fonction objectif donne trop peu de poids aux erreurs de bilan par rapport aux autres composantes (corrélation et variabilité) dans le cas des bassins présentant des débits très variables, et tend à favoriser des jeux de paramètres sous-estimant la variance.

C'est pourquoi nous choisissons d'optimiser les paramètres du modèle pluie-débit GR5 avec le critère de Kling-Gupta (KGE) qui permet de trouver un meilleur compromis entre différentes qualités attendues sur les simulations (biais, variance, corrélation, relativement aux observations) par rapport au critère NSE :

$$r = \frac{cov\left(Q^{obs}\,,\, Q^{sim}\right)}{(\sigma_{sim}\,.\,\sigma_{obs})} \quad \textbf{Eq. 17}$$

$$\alpha = \frac{\sigma_{sim}^2}{\sigma_{obs}^2} \quad \textbf{Eq. 18}$$

$$\beta = \frac{\mu_{sim}^2}{\mu_{obs}^2} \quad \textbf{Eq. 19}$$

$$KGE \;=\; 1 - \left[(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2\right]^{1/2} \quad \textbf{Eq. 20}$$

avec *KGE* le critère de Kling-Gupta, α le rapport des variances, β les erreurs de volume (ou le biais), *r* le coefficient de corrélation entre les débits observés et simulés Q^{obs} et Q^{sim}, μ_{obs} et μ_{sim} les débits moyens observés et simulés, σ_{obs} et σ_{sim} les écarts-types des débits observés et simulés et *cov()* l'opérateur de covariance.

4.2.3 Méthodologie d'évaluation du modèle pluie-débit

4.2.3.1 Stratégie d'évaluation

Pour évaluer les modélisations pluie-débit, nous suivons une procédure de calage-contrôle (Klemeš 1986) sur un grand nombre de bassins versants :

(i) Les dix années de données (1997-2006) sont scindées en deux périodes indépendantes de cinq ans (1997-2001 et 2002-2006) ;
(ii) un jeu de paramètres est calé sur chaque période de cinq ans et pour chaque bassin ;
(iii) les performances du modèle sont ensuite calculées sur la période qui n'a pas été utilisée pour le calage des paramètres (contrôle ou validation).

Les performances du modèle sont évaluées en validation, sur **deux périodes indépendantes de 5 ans**, en termes de **précision** et **robustesse**. La précision est la mesure de la qualité des simulations par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins versants. La robustesse est la mesure de la stabilité des performances et des jeux de paramètres entre les deux périodes d'évaluation (1997-2001 et 2002-2006). Par ailleurs, puisque nous nous intéressons à l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur les crues, les simulations seront aussi évaluées sur les **événements de crue** sélectionnés.

4.2.3.2 Critères d'évaluation

Le Tableau 5 présente les critères d'évaluation utilisés dans notre travail de recherche pour évaluer la précision les simulations de débit. Les critères KGE (Gupta et al. 2009), NSE (Nash and Sutcliffe 1970) et C_{2M} (Mathevet et al. 2006) mesurent la qualité générale des simulations de débits sur l'ensemble de la chronique simulée. L'erreur d'amplitude du pic de crue ΔQ_p, le décalage du pic de crue Δt_p et l'erreur de volume de crue ΔV sont des critères événementiels calculés sur les événements de crue uniquement : ils mesurent la qualité des simulations de débit sur le pic de crue, la phase du pic de crue et le volume de crue. Nous rappelons que le pic de crue a été défini comme le débit maximum sur l'événement de crue : il y a un seul pic de crue par événement et si plusieurs pics de crue sont observés pour un même événement, seul le pic de crue le plus fort (observé et simulé) est considéré pour l'évaluation.

Le critère NSE est le critère d'évaluation le plus utilisé dans la littérature : il correspond au critère d'erreur quadratique normalisé par l'erreur d'un modèle de référence défini par la moyenne des débits et il varie entre $-\infty$ et 1. Le critère C_{2M} est une version bornée du critère NSE qui permet de compenser certains des problèmes du critère NSE (Mathevet et al. 2006). En effet, les bassins difficiles à modéliser peuvent engendrer des valeurs fortement négatives du critère NSE ou KGE : la moyenne des performances sur un échantillon de bassins n'est alors plus significative, ce qui complique l'évaluation du modèle pluie-débit. C'est pourquoi, nous utiliserons aussi le critère C_{2M} qui est mieux adapté pour comparer les performances sur un grand nombre de bassins versants puisqu'il a l'avantage d'être borné entre -1 et 1. Notons que les critères NSE et C_{2M} ont la même signification, la valeur nulle correspondant à la même erreur que celle du modèle de référence, et ils sont reliés par les formules suivantes (Mathevet 2005) :

$$NSE = \frac{2\,.\,C_{2M}}{1 + C_{2M}} \qquad \textbf{Eq. 21}$$

Critère d'évaluation	Formulation	Limites	Valeur optimale
Nash-Sutcliffe	$NSE = 1 - \sum \frac{\left(Q_i^{obs} - Q_i^{sim}\right)^2}{\left(Q_i^{obs} - \overline{Q^{obs}}\right)^2}$	[-∞ ; 1]	NSE = 1
C_{2M}	$C_{2M} = \frac{1 - \Sigma\left(Q_i^{obs} - Q_i^{sim}\right)^2 / \sigma_{obs}^2}{1 + \Sigma\left(Q_i^{obs} - Q_i^{sim}\right)^2 / \sigma_{obs}^2}$	[-1 ; 1]	C_{2M} = 1
Erreur d'amplitude du pic de crue	$\Delta Q_p = \frac{\left\|Q_p^{sim} - Q_p^{obs}\right\|}{Q_p^{obs}}$	[0 ; +∞]	ΔQp = 0
Décalage du pic de crue	$\Delta t_p = \frac{\left\|t\left(Q_p^{obs}\right) - t\left(Q_p^{sim}\right)\right\|}{t_{fin} - t_{deb}}$	[0 ; +∞]	Δtp = 0
Erreur de volume de crue	$\Delta V = \frac{\sum_{i=i_1}^{i_2}\left\|Q_i^{sim} - Q_i^{obs}\right\|}{\sum_{i=i_1}^{i_2} Q_i^{obs}}$	[0 ; +∞]	ΔV = 0

Tableau 5: Critères d'évaluation des simulations de débit avec : Q_i^{obs} et Q_i^{sim} les débits observé et simulé au pas de temps *i*, μ_{obs} et σ_{obs}^2 respectivement la moyenne et la variance des débits observés, Q_p^{sim} et Q_P^{obs} les pics de crue simulés et observés respectivement, $t\left(Q_p^{sim}\right)$ et $t\left(Q_p^{obs}\right)$ les ordonnées temporelles du pic de crue observé et simulé, avec t_{deb} et t_{fin} le début et la fin de l'événement de crue et i_1 et i_2 les pas de temps correspondants.

L'indice de performance relative introduit par Lerat et al. (2012) sera utilisé pour comparer les performances une option de modélisation *b* par rapport à une option *a*. Cet indice permet de comparer deux simulations par rapport à une référence indépendante (le débit observé dans notre cas) :

$$R_m[b|a] = \frac{\boldsymbol{m}[Q^{obs}, Q^a] - \boldsymbol{m}[Q^{obs}, Q^b]}{\boldsymbol{m}[Q^{obs}, Q^a] + \boldsymbol{m}[Q^{obs}, Q^b]} \qquad \textbf{Eq. 22}$$

avec $R_m[a|b]$ l'indice de performance relative entre le modèle *a* et *b*, Q^{obs} le débit observé, Q^a et Q^b les débit calculés respectivement par le modèle *a* et *b*, et ***m*** un critère de performance pour évaluer la qualité des débits simulés par rapport au débit observé. L'indice de performance $R_m[./.]$ varie entre -1 et 1 (*m=0* quand l'erreur est nulle), ce qui limite les problèmes de comparaison sur un échantillon de bassins versants par rapport à un critère non-borné (Mathevet et al. 2006; Schaefli and Gupta 2007; Seibert 2001). Dans notre cas le critère ***m*** peut être le critère 1-NSE, 1-KGE, 1-*ΔTp*, 1-*ΔQp* ou 1-*Δ*V. Le Tableau 6 donne plus de détails sur son interprétation.

$R_m[b\|a]$	$m[Q^{obs},Q^b]/\ m[Q^{obs},Q^a]$	*Interprétation*
1	0	b est parfait avec $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b] = 0$
1/2	1/3	$\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]$ est 3 fois plus petit (meilleur) que $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a]$
0	1	a et b sont équivalents $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a] = \boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]$
-1/2	3	$\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]$ est 3 fois plus grand (moins bon) que $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a]$
-1	+ Inf	a est parfait avec $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a] = 0$

Tableau 6 : Interprétation de l'indice de performance relative $R_m[.|.]$ entre le modèle b et le modèle de référence a.

4.2.3.3 Evaluation de la robustesse

En termes de précision, la robustesse est définie comme la chute de performance, sur une période donnée, entre le calage et la validation. On considère aussi que le modèle est robuste si les paramètres optimisés entre les deux périodes indépendantes (1997-2001 et 2002-2006) sont proches. Afin d'évaluer la robustesse des jeux de paramètre, nous définissons un critère de robustesse *RSSE* comme la distance euclidienne entre les valeurs optimisées des paramètres, normalisée par la valeur moyenne.

$$\Delta NSE = \frac{NSE_{calage} - NSE_{validation}}{NSE_{calage}} \quad \textbf{Eq. 23}$$

$$RSSE = \left| \frac{\sqrt{(X_{Per1} - X_{Per2})^2}}{\frac{1}{2}(X_{Per1} + X_{Per2})} \right| \quad \textbf{Eq. 24}$$

avec *ΔNSE* et *RSSE* le critère de robustesse des performances et des paramètres du modèle respectivement, NSE_{calage} et $NSE_{validation}$ le critère de performance obtenu en calage et validation respectivement, X_{Per1} et X_{Per2} le paramètre obtenu sur chaque période indépendante de simulation.

Notons qu'il est difficile d'évaluer un modèle par sa robustesse seule, dans la mesure où le modèle simulant une valeur constante quelle que soit le pas de temps serait parfaitement robuste mais très peu représentatif de la réalité. La robustesse des modèles est affectée à la fois par les erreurs structurelles induites par le modèle lui-même et par des données d'observation erronées, indépendamment du modèle utilisé. Ce critère ne peut donc être utilisé qu'en complément de critère évaluant la performance du modèle en validation de manière stricte. Toutefois, nous présenterons les distributions du critère de robustesse à titre indicatif. De plus, ce critère sera utile pour comparer différentes structures de modèle afin d'identifier et discriminer celles qui sont les mieux adaptées à notre recherche (cf. Chapitre 5).

4.3 Analyse des simulations hydrologiques pluie-débit globales

4.3.1 Evaluation du modèle pluie-débit sur l'échantillon de 181 bassins versants

4.3.1.1 Tests sur l'initialisation

Afin de limiter les temps de calculs, nous souhaitons déterminer la durée la plus courte possible pour initialiser les états du modèle sans impacter ses performances. Notons que pour chaque période de simulation (1997-2001) et (2002-2006), les données nécessaires à l'initialisation sont d'origines différentes : elles sont issues de la base de donnée SAFRAN avant 1997 tandis que ce sont les données de la réanalyse qui sont utilisées avant 2002. Nous considérons néanmoins que ces deux options sont quasiment équivalentes pour un objectif d'initialisation du modèle puisque dans les deux cas, il s'agit de données réellement observées.

Les modélisations hydrologiques pluie-débit sont évaluées en validation sur l'échantillon de 181 bassins versants pour quatre périodes de mise en route différentes : 1, 3, 10 et 20 ans. Nous précisons que les paramètres du modèle sont recalés pour chaque test. La Figure 18 présente la comparaison des performances obtenues sur chaque bassin et pour chaque période d'évaluation en validation : il y a deux périodes d'évaluation par bassin, soit 362 points de comparaison.

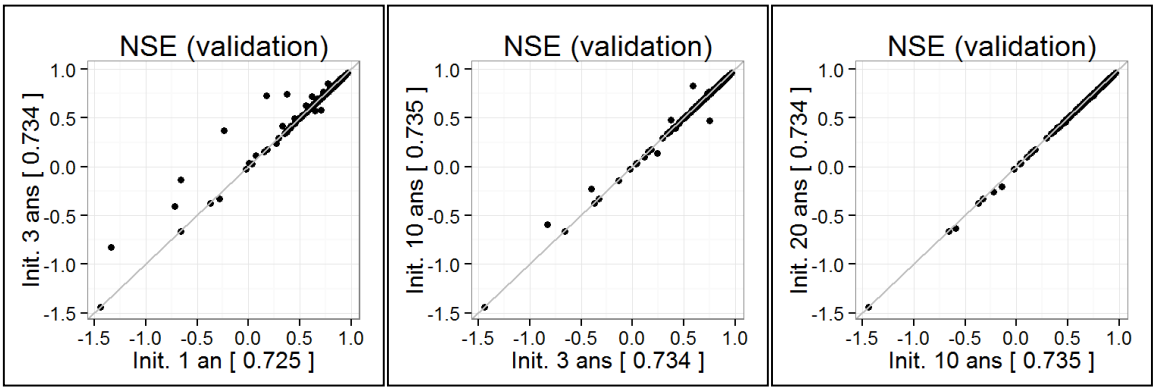


Figure 18 : Comparaison des performances obtenues en validation sur 181 bassins versants entre 1 et 3 ans de mise en route (gauche) ; 3 et 10 ans de mise en route (milieu) ; 10 et 20 ans de mise en route (droite). Les performances moyennes sur l'échantillon sont indiquées entre crochet sur chaque axe.

Une période de préchauffage de 1 an est trop courte puisqu'elle engendre de fortes dégradations des performances sur plusieurs bassins versants de notre échantillon tandis qu'une période de préchauffage de 10 ans est suffisante pour l'ensemble des bassins de notre échantillon (Figure 18). On remarque qu'une période de 3 ans est convenable pour initialiser 172 bassins : seuls 8 bassins affichent une dégradation des performances du modèle par rapport à une période de préchauffage de 10 ans (Figure 18). Il s'agit des bassins dominés par l'activité souterraine de la nappe0, notamment les rivières Essonne, Thérain, Epte, Aubette et Iton, dont le débit de base est très important (BFI > 0.83).

Afin d'économiser les temps de calculs, nous choisissons de fixer une période d'initialisation de 3 ans sauf pour les 8 bassins fortement alimentés par la nappe pour lesquels la durée de préchauffage sera spécifiquement fixée à 10 ans. De cette manière, nous sommes sûrs que l'initialisation du modèle pluie-débit GR5 n'a pas d'impact sur les simulations de débit de notre échantillon de 181 bassins versants.

4.3.1.2 Performance du modèle global en validation

Nous évaluons en validation les performances du modèle global initialisé avec la méthode décrite ci-dessus sur notre échantillon de 181 bassins versants. La Figure 19 présente la distribution des performances en validation, la comparaison des performances pour les deux périodes de simulation et la différence des performances entre ces deux périodes.

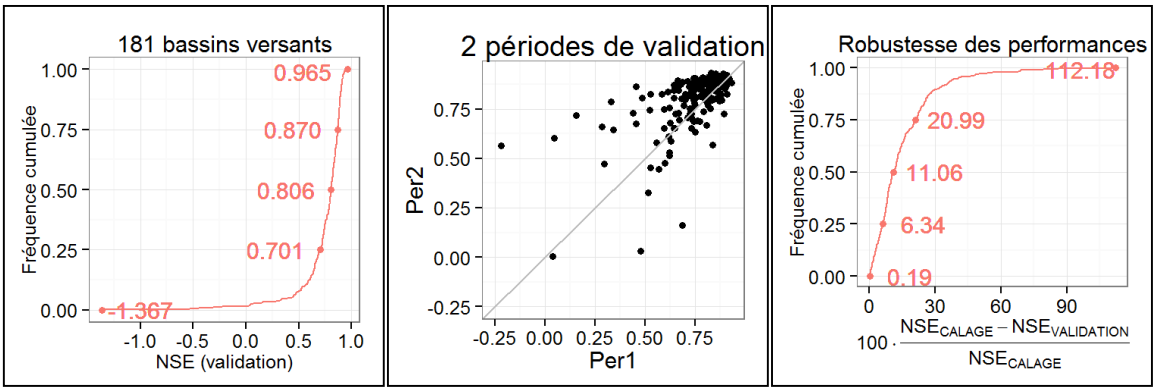


Figure 19 : Performance en validation du modèle global GR5H sur 181 bassins : (gauche) distribution du critère NSE calculé en validation sur les deux périodes de simulation; (milieu) comparaison du critère NSE entre la période 1 (Per1 : 1997-2001) et la période 2 (Per2 : 2002-2006) ; (droite) distribution des chutes de performance du critère NSE entre le calage et la validation sur les deux périodes d'évaluation.

Les performances du modèle global GR5H sont satisfaisantes sur notre échantillon de 181 bassins versants en termes de précision et robustesse : le critère NSE est supérieur à 0.70 pour 75% des bassins avec une médiane de 0.806 et les performances sont peu dégradées en validation avec une chute moyenne de 15% sur l'échantillon (Figure 19). Pour quelques bassins, les performances sont meilleures sur la période 2 : ce sont des bassins sur lesquels le contraste climatique est très fort entre nos deux périodes de test (1997-2001 est plus humide que la période 2002-2006 qui est plus sèche). Toutefois, pour la plupart des bassins, les performances sont assez stables d'une période à l'autre. Ceci montre que le modèle est capable de simuler les débits à l'exutoire des bassins versants sur une période qui n'a pas servi à son optimisation.

4.3.1.3 Robustesse des jeux de paramètres

Nous présentons l'évolution des paramètres entre les deux périodes indépendantes (1997-2001 et 2002-2006) sur lesquelles ils ont été optimisés par rapport au débit observé à l'exutoire des 181 bassins versants (Figure 20). Pour la plupart des bassins de notre échantillon, les paramètres optimisés du modèle sont semblables entre les deux périodes, bien qu'ils ne convergent pas exactement vers les mêmes valeurs (Figure 20). Le paramètre le plus stable du modèle GR5H est le temps de base de l'hydrogramme unitaire (paramètre X_4) (Figure 20). Ce résultat s'explique en partie par le rôle de ce paramètre dans la synchronisation des pointes de crues simulées avec les observées, le critère de calage étant sensible au décalage des pointes.

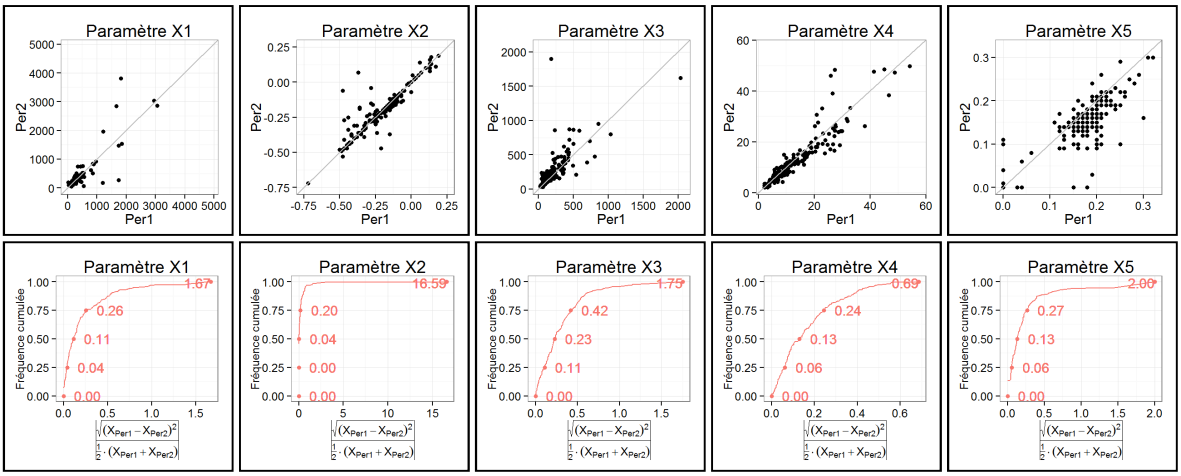


Figure 20 : Résultat de l'optimisation des cinq paramètres du modèle global GR5H sur 181 bassins versants : (haut) comparaison des paramètres optimisés sur la période 1 (Per1 : 1997-2001) et la période 2 (Per2 : 2002-2006) ; (bas) distribution des distances euclidiennes normalisées des paramètres entre chaque période.

Certains bassins présentent des valeurs des paramètres optimisés très différentes entre les deux périodes (Figure 20). Ceci peut-être dû à une déficience de l'algorithme de calage qui a été piégé par un extremum local, à une structure de modèle inadaptée au fonctionnement du bassin (Fenicia et al. 2011) et/ou à des conditions climatiques très contrastées entre les deux périodes (Coron et al. 2012). Il est difficile d'identifier les causes exactes des instabilités des paramètres puisque plusieurs processus peuvent interagir. C'est d'une certaine façon la rançon du succès des modèles conceptuels, dont les paramètres ne peuvent être déduits uniquement des propriétés physiques du bassin versant et doivent être optimisés par rapport aux données d'observation (Sivapalan 2003).

Même si la robustesse d'un modèle hydrologique conceptuel en termes de stabilité de ses jeux de paramètres est difficile à évaluer, nos tests montrent que les paramètres sont relativement stables entre les deux périodes d'optimisation (Figure 20). Nous considérons (très subjectivement) que la structure du modèle global GR5H est assez robuste pour être appliquée à notre échantillon de 181 bassins.

4.3.2 Peut-on identifier à partir des caractéristiques des bassins versants les cas où le modèle hydrologique est performant ?

Nous avons choisi d'utiliser le même modèle hydrologique pluie-débit pour l'ensemble de l'échantillon de bassins versants afin d'étudier l'impact de la variabilité spatiale sur la simulation des débits. Certains bassins pourraient peut-être tirer profit d'une structure spécifique "sur mesure" (Kavetski and Fenicia 2011) parce qu'*« un modèle ne peut pas contenter tous les paradigmes »* (Fenicia et al. 2011). Nous assumons les limites de notre approche basée sur une structure unique de modèle appliquée à un grand nombre de bassins versants variés. Il est donc important de bien comprendre le fonctionnement du modèle pluie-débit utilisé et son domaine d'application avant d'en analyser les résultats.

4.3.2.1 Evaluation du modèle global GR5H en fonction des caractéristiques des bassins

Les performances du modèle hydrologique global GR5H sont analysées en fonction des descripteurs morphologiques et hydro-climatiques des bassins versants. Il s'agit de mettre en évidence les descripteurs de bassins qui pourraient permettre d'expliquer l'aptitude (ou l'incapacité) du modèle hydrologique à reproduire les débits à l'exutoire des bassins. Il convient de tester le modèle sur un assez grand nombre de cas pour obtenir des conclusions générales. C'est pourquoi nous choisissons de travailler avec l'échantillon étendu de 989 bassins établi au Chapitre 3. Une modélisation pluie-débit est effectuée sur chaque bassin versant, en calage-et validation sur les deux périodes de 5 ans. Les performances du modèle sont évaluées avec le critère C_{2M} parce qu'il est borné entre -1 et 1, ce qui facilite la comparaison des distributions de performance (Figure 21).

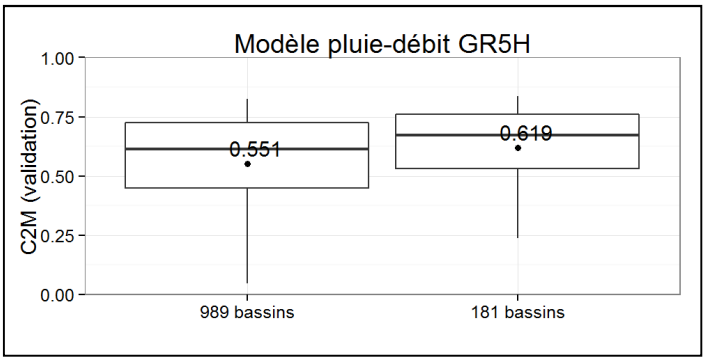


Figure 21 : Distribution des performances du modèle global GR5H sur les échantillons de 989 et 181 bassins versants.

Les performances du modèle pluie-débit sont meilleures sur le sous-ensemble de 181 bassins versants par rapport à l'échantillon étendu de 989 bassins versants (Figure 21). Nous allons voir si ceci peut être dû aux faibles performances obtenues sur les bassins de montagne (absents dans l'échantillon de 181 bassins) qui nécessitent un traitement particulier des précipitations solides dans la modélisation pluie-débit (Figure 23), alors que nous n'avons pas utilisé de module neige ici. Notons que le critère C_{2M} moyen sur l'ensemble des 989 bassins vaut C_{2M}=0.551 (Figure 21).

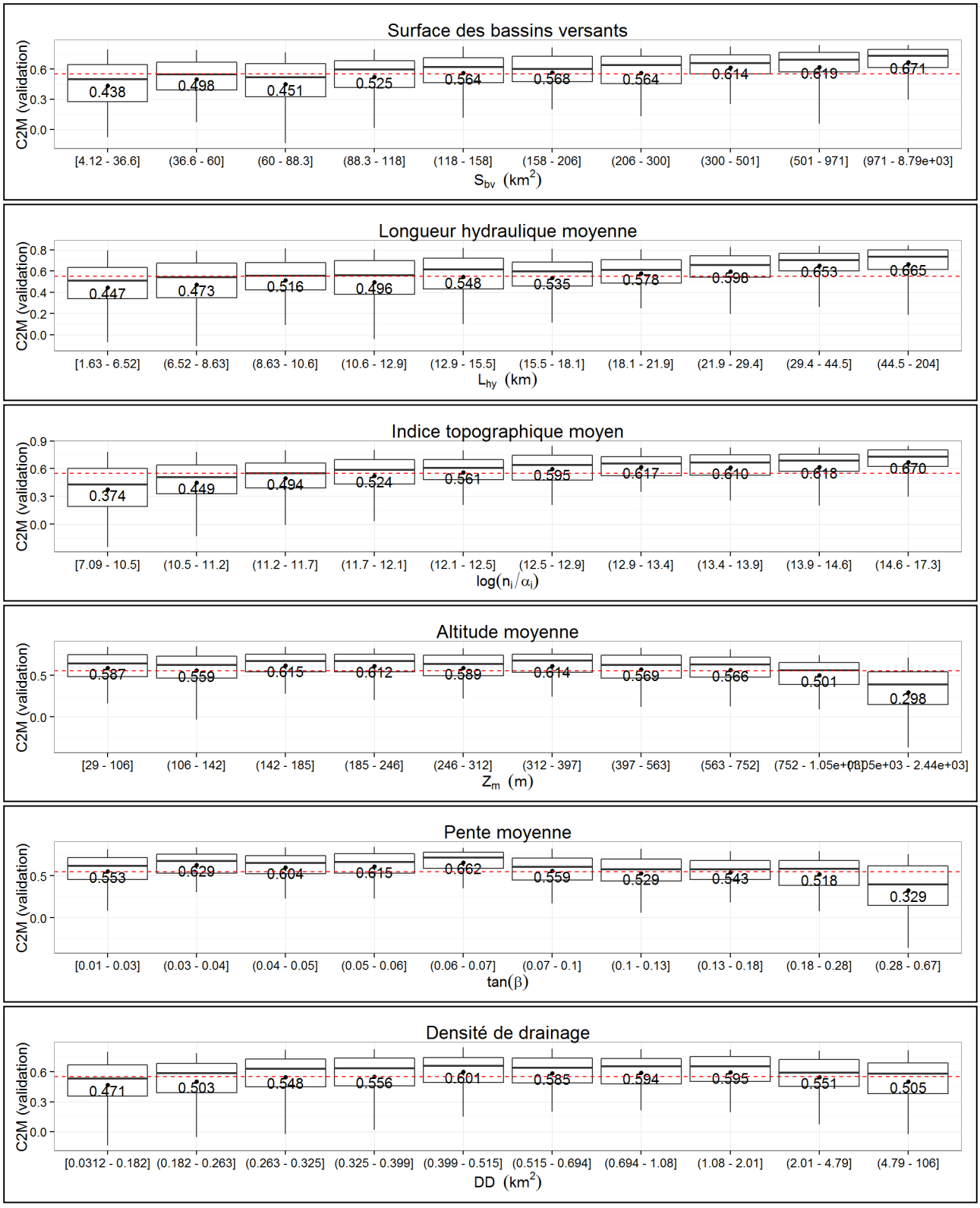


Figure 22 : Performance du modèle pluie-débit GR5H sur l'échantillon de 989 bassins en fonction des caractéristiques morphologiques des bassins. La distribution des performances est présentée pour dix groupes de bassins (contenant le même nombre de bassins) classés selon le descripteur considéré. La ligne pointillée rouge indique les performances moyennes sur l'échantillon entier de 989 bassins versants (C_{2M}=0.551).

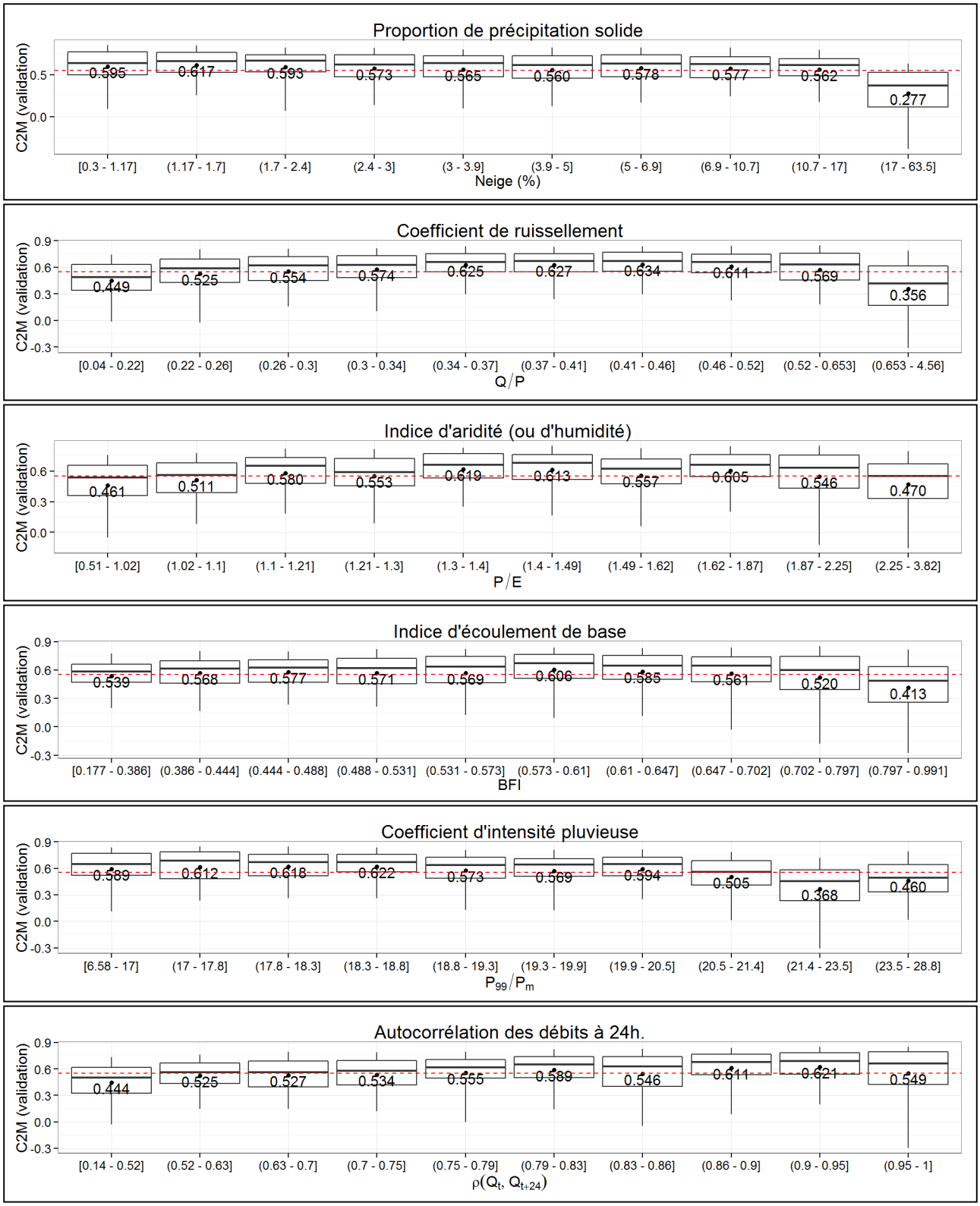


Figure 23 : Performance du modèle pluie-débit GR5H sur l'échantillon de 989 bassins en fonction des caractéristiques hydro-climatiques des bassins. La distribution des performances est présentée pour dix groupes de bassins (contenant le même nombre de bassins) classés selon le descripteur considéré. La ligne pointillée rouge indique les performances moyennes sur l'échantillon entier de 989 bassins versants (C_{2M}=0.551).

Les performances du modèle GR5H obtenues en validation sur l'échantillon de 989 bassins sont présentées pour dix groupes de bassins, contenant le même nombre de bassins (avec 98 ou 99 bassins par groupe), classés selon leurs caractéristiques morphologiques (Figure 22) et hydro-climatiques (Figure 23). Nous rappelons que les caractéristiques des bassins utilisées ici ont été présentées au Chapitre 3 et les proportions des précipitations solides (Figure 23) sont issues de la base de donnée journalière SAFRAN. En comparant les performances obtenues pour les différents groupes de bassins, nous sommes capables d'identifier les bassins versants qui sont plus ou moins bien modélisés par le modèle global GR5H (Figure 22 et Figure 23) :

- Les performances du modèle global GR5H augmentent avec la taille des bassins versants en fonction de la **surface** ou de la **longueur hydraulique** (Figure 22). Ceci peut-être la conséquence du lissage des variabilités spatio-temporelles du signal d'entrée par le bassin, et de l'interaction entre les processus hydrologiques qui se compensent sur les grandes surfaces. De ce fait, le modèle global, qui ne représente pas explicitement les variabilités spatiales et qui intègre les processus hydrologiques à l'échelle du bassin, reproduit mieux les débits à l'exutoire des bassins versants de grande taille. Des résultats similaires ont été reportés par Merz et al. (2009) sur une base de 269 autrichiens avec le modèle HBV.
- Nous rappelons que l'**indice topographique** est corrélé à la surface des bassins versants par construction : l'augmentation des performances du modèle global GR5H avec l'indice topographique (Figure 22) reflète l'impact de l'échelle de modélisation sur la simulation des débits à l'exutoire des bassins versants, déjà mis en évidence par la surface ou la longueur hydraulique du bassin (Figure 22).
- Nous n'avons pas cherché à adapter le modèle pluie-débit GR5H aux bassins où l'influence des **précipitations solides** est importante. En effet, les performances du modèle chutent brutalement lorsque les précipitations solides excèdent 17% des précipitations totales (Figure 23). Ce résultat n'est pas surprenant puisque le cas spécifique des précipitations solides nécessite un traitement particulier (voir par exemple Valéry 2010) qui n'est pas pris en compte dans le modèle hydrologique pluie-débit utilisé.
- Notons que les bassins dont la réponse est fortement influencée par la neige (i.e. précipitations solides) sont des bassins de montagne situés en **altitude** où les **pentes** des versants sont importantes. Ces bassins d'altitude présentent des **indices d'humidité élevés** (induits par d'importants cumuls de précipitation avec des évapotranspirations faibles, dus aux gradients altitudinaux), ainsi que des **coefficients de ruissellement importants** et une **forte densité de drainage** (i.e. une faible surface des zones sources) parce que l'écoulement est favorisé par les fortes pentes. Ainsi, la présence des bassins montagneux dans les groupes de bassins de plus haute altitude (Z_m > 1050 m), de plus forte pente (tan(β) > 0.28), de plus petite zone source (DD < 0.18 km²) (Figure 22), ainsi que pour les groupes de bassins dont

les coefficients de ruissellement et indice d'humidité sont les plus élevés (respectivement Q/P > 0.65 et P/E > 2.25) (Figure 23) explique la dégradation des performances du modèle GR5H pour ces groupes de bassins.

- Le modèle pluie-débit GR5H est moins performant pour simuler les débits à l'exutoire des bassins versants dont l'**écoulement de base** est important (BFI élevé) : le critère C2M moyen chute de 10 points pour les bassins dont le BFI est supérieur à 0.797 (C_{2M}=0.413 en moyenne) par rapport aux autres groupes de bassins (C_{2M} > 0.520 en moyenne) (Figure 23). Par ailleurs, ce constat explique la diminution des performances du modèle pluie-débit GR5H observée pour le groupe de bassins avec une **faible densité de drainage** (DD > 4.79 km²) (Figure 22) : une grande surface des zones sources indique une forte contribution des eaux souterraines à l'écoulement qui se traduit généralement par un fort débit de base à l'exutoire des bassins (et un BFI élevé).
- De même, un **coefficient de ruissellement faible** (Figure 23) désigne un bassin dont le débit de base est important, ou à l'inverse, il s'agit d'un bassin intermittent (le débit est nul la majorité du temps). Ceci explique la diminution des performances du modèle observée sur ce groupe de bassins (Q/P < 0.22 et C_{2M}=0.449) parce qu'il est plus difficile pour le modèle GR5H de simuler un débit de base important ou un débit majoritairement nul.
- Les performances du modèle GR5H chutent pour les groupes de bassins dont les **coefficients d'intensité pluvieuse** sont les plus importants (P_{99}/Pm > 21.4) (Figure 23). Il s'agit des bassins situés autour des régions méditerranéennes et cévenoles exposées à des orages convectifs à forte variabilité spatiale. Ce résultat est lié à la diminution des performances du modèle GR5H sur les groupes de bassins de **faible indice d'humidité** (P/E < 1.02 et C_{2M}=0.461) : les températures des bassins méditerranéens sont élevées, ce qui entraîne une évapotranspiration importante et un faible indice d'humidité.
- Les performances du modèle GR5H augmentent sensiblement avec l'**autocorrélation de débit à 24 h** mais la tendance n'est pas très claire. C'est parce qu'il y a une compétition entre les bassins de grande taille (qui affichent de bonnes performances) et les bassins dont le débit de base est important (qui est difficilement simulé par le modèle GR5H). En effet, l'autocorrélation des débits est à la fois liée à la taille du bassin et au BFI. Les bassins « rapides » (faible autocorrélation des débits) sont généralement des bassins de petite taille (où les précipitations sont moins bien estimées), ce qui explique la diminution des performances pour ce groupe de bassin ($\rho(Q_t, Q_{t+24})$<0.52 et C_{2M}=0.444) (Figure 23). A l'inverse, les bassins avec un débit de base important (qui résulte de l'activité lente des écoulements souterrains) et les bassins de grande taille ont des réponses plus lissées, ce qui entraîne une forte autocorrélation des débits.

4.3.2.2 Relations empiriques entre les paramètres et les descripteurs des bassins versants

Un des inconvénients des modèles conceptuels est la nécessité d'optimiser des paramètres du modèle (Sivapalan et al. 2003) parce que les relations entre caractéristiques physiques des bassins et paramètres du modèle ne sont pas connues. Dans cette partie, nous recherchons d'éventuelles relations entre les paramètres du modèle hydrologique global GR5H et les descripteurs morphologiques des bassins versants.

Ce type de relation a fait l'objet de nombreuses recherches dans le but d'obtenir des estimations *a priori* des valeurs des paramètres, sans avoir recours au processus de calage, pour des applications sur les bassins non-jaugés (Seibert 1999; Merz and Blöschl 2004; Parajka et al. 2005; Kling and Gupta 2009; Oudin et al. 2010; Ali et al. 2012) mais aussi pour spatialiser les paramètres des modèles distribués (Koren et al. 2000, 2003; Hundecha and Bárdossy 2004; Götzinger and Bárdossy 2007; Braud et al. 2010; Samaniego et al. 2010). Certains auteurs réussissent à déterminer des relations fiables sans trop dégrader les performances par rapport au modèle conceptuel optimisé (Seibert 1999; Moreda et al. 2006) mais de nombreux autres auteurs indiquent que les relations entre paramètres et caractéristiques physiques des bassins sont faibles et dégradent fortement la qualité des simulations de débit (Koren et al. 2003; Hundecha and Bárdossy 2004; Oudin et al. 2006a) :

- Hundecha and Bárdossy (2004) conseillent de faire l'hypothèse d'une relation *a priori* entre paramètres et caractéristiques du bassin avant l'optimisation du modèle, parce qu'il n'est pas possible de déterminer des relations à partir des méthodes de régression à cause de l'équifinalité des jeux de paramètres.
- Sivapalan et al. (2003) indiquent que le jeu de paramètres est indissociable, la corrélation des paramètres au sein du jeu est essentielle au modèle, et explorer simplement des relations entre un paramètre du modèle et un descripteur du bassin peut mener à de fortes diminutions des performances du modèle.
- D'autres auteurs soulignent que l'un des obstacles à la définition de ce type de relation réside dans la différence d'échelle entre l'unité de modélisation (le bassin versant) et l'échelle de mesure des caractéristiques physiques, généralement ponctuelle (Andersen et al. 2001; Hernandez et al. 2000; Merz et al. 2009).
- Certains travaux ont comparé différentes méthodes de régionalisation par rapport aux performances du modèle optimisé. Les résultats montrent que les relations basées sur la proximité géographique des bassins sont généralement meilleures que celles basées sur les caractéristiques physiques des bassins (Kokkonen et al. 2003; Merz and Blöschl 2004; Oudin et al. 2008)

En se basant sur les résultats de ces différents travaux, nous avons recherché des **relations *a priori*** entre les paramètres du modèle pluie-débit GR5H et les descripteurs des bassins. Le détail de la méthode employée et les résultats sont présentés en annexe 4.

Au final, il est difficile de mettre en évidence un lien entre les paramètres optimisés du modèle et les descripteurs des bassins. Toutefois, une relation empirique satisfaisante est obtenue entre le temps de base de l'hydrogramme unitaire (paramètre X_4) et la taille des bassins versants :

$$\frac{X_4}{X_4^*} = \left(\frac{S_{bv}}{S_{bv}^*}\right)^{0.32}$$

avec X et X^* les paramètre du bassin de surface S_{bv} et celui de son voisin de surface $S_{bv}{}^*$ (cf. annexe).

4.4 Synthèse

Le modèle pluie-débit global GR5H a été testé sur une grande diversité de bassins. Les performances du modèle ont été évaluées en termes de qualité des simulations de débit par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins. L'analyse des performances du modèle en fonction des caractéristiques morphologiques et hydro-climatiques des bassins versants a permis de mettre en évidence les domaines d'application du modèle GR5H pour la simulation des débits.

En conclusion, nous retiendrons que la qualité des simulations de débit est sensible à l'échelle de modélisation (taille des bassins) et à l'intensité des précipitations (P_{99}/P_m). De plus, le modèle pluie-débit est peut-être mal adapté pour simuler les débits à l'exutoire des bassins de nappe dont le débit de base est important. Enfin, la version sur laquelle nous avons travaillé ne comporte pas de module neige, elle n'est donc pas adaptée aux bassins montagneux où l'influence des précipitations solides n'est pas négligeable. Toutefois, le modèle global GR5H est performant et robuste pour la simulation des débits sur notre échantillon test de 181 bassins, pour lesquels les précipitations solides ont un impact négligeable sur les débits.

Dans le cadre de notre recherche, nous choisissons donc d'utiliser le modèle global GR5H comme modèle de référence avec l'échantillon de 181 bassins versants. Notons que nous choisissons délibérément d'utiliser une structure de modèle unique sur notre échantillon de bassins. Or, cette structure n'est pas adaptée à l'ensemble des bassins versants (Kavetski and Fenicia 2011). Néanmoins, il est difficile de déterminer une structure de modèle *a priori* à partir de la connaissance des caractéristiques morphologiques et/ou climatiques d'un bassin versant (van Esse et al. 2013). Aussi, par soucis d'objectivité, nous choisissons de conserver les bassins qui présentent de mauvaises performances avec le modèle global GR5H, et qui sont potentiellement améliorables par la spatialisation du modèle (cf. Chapitre 6).

Chapitre 5

5 Modélisation hydrologique semi-distribuée

5.1 Introduction

Afin d'étudier l'impact de la spatialisation des précipitations sur la simulation des débits, nous souhaitons utiliser une modélisation (semi-)distribuée. En effet, comme nous l'avons discuté dans le premier chapitre, l'une des caractéristiques des modèles distribués est leur aptitude à prendre en compte explicitement la variabilité spatiale des précipitations (Beven 1985; Obled et al. 1994), qui ne peut être représentée qu'implicitement avec une modélisation globale (Bourqui 2008).

Les premières notions d'un modèle distribué ont été formulées par Freeze et Harlan (1969) en se basant sur la physique des processus hydrologiques. Depuis, une multitude de modèles distribués ont été développés, à partir d'approches à base physique ou conceptuelles, avec des structures très différentes et souvent très complexes qui nécessitent différents types de données (Kampf and Burges 2007). Malheureusement, en pratique (lorsque ces modèles distribués doivent être appliqués sur des bassins sur lesquels ils n'ont pas été développés), les données nécessaires ne sont pas toujours disponibles, ce qui entraîne des difficultés pour l'utilisation du modèle distribué et peut significativement affecter la précision des simulations. De plus, lorsque la connaissance des processus hydrologiques qui agissent sur chaque bassin est insuffisante, le choix du modèle à employer pour les représenter peut s'avérer encore plus difficile (Refsgaard 2000).

Dans le cadre de cette thèse, notre approche fondée sur un grand échantillon de bassins versants très variés nous conduit à adopter une structure conceptuelle prenant en compte explicitement l'espace, à partir d'un modèle connu dont nous comprenons bien le fonctionnement et les limites : le modèle pluie-débit global GR5. Il s'agit de construire une version semi-distribuée à partir de la structure globale de ce dernier. Or, la distribution du modèle global n'est pas triviale puisque plusieurs choix sont possibles pour distribuer les processus hydrologiques représentés dans le modèle pluie-débit GR5.

Dans ce chapitre, nous testons différentes versions semi-distribuées du modèle global GR5. Nous passons brièvement en revue les modèles semi-distribués de la littérature développés à partir d'une structure globale avant de détailler les stratégies de spatialisation du modèle GR5. Le modèle semi-distribué est ensuite évalué en comparant les débits simulés par rapport aux débits observés à l'exutoire et sur des points intérieurs des bassins, pour différents degrés de spatialisation et différents forçages des précipitations. A l'aide de ces tests, nous analysons séparément les erreurs induites par la structure semi-distribuée du modèle et les améliorations apportées par la spatialisation des précipitations. De cette manière, nous cherchons à valider et déterminer la meilleure structure semi-distribuée du modèle GR5 pour la simulation des débits.

5.2 Vers une version semi-distribuée du modèle pluie-débit global GR5

5.2.1 Spatialisation d'un modèle pluie-débit global

5.2.1.1 Structure des modèles distribués

Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux modèles hydrologiques distribués fondés sur une approche conceptuelle. Il s'agit des modèles pluie-débit semi-distribués ou « distribués intégralement » selon le terme introduit par Clarke (1973). Dans ce cas, le modèle pluie-débit semi-distribué est défini comme un réseau de modèles conceptuels globaux interconnectés par un modèle de propagation hydraulique : le bassin versant est divisé en un ensemble d'entités, la transformation pluie-débit est calculée sur chaque élément du bassin par une modélisation globale, puis les débits sont propagés en aval jusqu'à l'exutoire du bassin.

L'abondante littérature sur ce sujet révèle une multitude de modèles semi-distribués qui présentent des structures très différentes. Elles se différencient selon la stratégie de discrétisation du bassin versant (sous-bassin, maille carré régulière, classe, HRU …), l'approche conceptuelle employée pour reproduire la transformation pluie-débit sur chaque maille du bassin (méthode SCS, modèles conceptuels globaux), la méthode de routage pour transférer les débits en aval jusqu'à l'exutoire du bassin (hydrogramme unitaire, modèles hydrodynamiques …) et le paramétrage du modèle (spatialisé ou uniforme). Quelques exemples sont donnés en annexe 5.

- Naden (1992) divise le bassin versant du Thames (7000 km²) selon l'organisation du réseau hydrographique caractérisé par rapport à l'éloignement à l'exutoire du bassin. La réponse du bassin versant à l'exutoire est calculée par un double produit de convolution entre la pluie nette, la réponse des versants et la réponse du réseau hydrographique. La réponse des versants est calculée par un hydrogramme unitaire et la réponse du réseau hydrographique est calculée pour chaque classe du réseau hydrographique (définie selon la distance à l'exutoire) en pondérant la fonction de routage (solution analytique d'advection-diffusion pour un canal rectangulaire sans apports latéraux) par un coefficient qui dépend des caractéristiques du sol et du nombre de cours d'eau. Le paramétrage est uniforme sur le bassin et la variabilité spatiale des précipitations est explicitement prise en compte dans le calcul de la réponse du réseau hydrographique.
- Olivera et Maidment (1999) proposent une méthode très simple pour router l'excès des précipitations (calculé par la méthode SCS) spatialisés sur les pixels du MNT. Ils définissent un hydrogramme unitaire distribué sur chaque pixel en fonction de la distance à l'exutoire pour propager les débits de maille en maille et calculer la fonction de réponse à travers le plan de drainage. Les réponses de chaque pixel sont ensuite sommées pour calculer l'hydrogramme à l'exutoire du bassin. Cependant, ils indiquent qu'il est difficile de distribuer

les paramètres de routage parce qu'ils dépendent d'un trop grand nombre de variables pour définir une relation consistante avec les descripteurs des bassins.

- Dans la version semi-distribuée du modèle global SAC-SMA (SACramento Soil Moisture Accounting) développé par Koren et al. (2004), le bassin est discrétisé en mailles carrées régulières de 16 km². Chaque maille est ensuite re-divisée selon la densité de drainage en un ensemble de tronçons (ou versants conceptuels), de taille équivalente, qui génère un débit d'apport à la rivière principale de la maille. La réponse pluie-débit de chaque versant conceptuel est calculée par le modèle global SAC-SMA. L'approximation de l'onde cinématique est ensuite utilisée pour router la réponse des versants sur la maille et de maille à maille jusqu'à l'exutoire du bassin. Les précipitations et les paramètres du modèle sont distribués sur les mailles (16 km²) mais ils sont identiques entre les versants conceptuels d'une même maille. Afin de prendre en compte la variabilité spatiale des caractéristiques du bassin, les paramètres sont d'abord *a priori* estimés à partir de relations empiriques avec les caractéristiques topologiques du bassin (Koren et al. 2000) avant d'être calés par rapport au débit observé à l'exutoire. Les premiers tests du modèle montrent que la précision des simulations distribuées de débit est comparable à celle du modèle global.
- Le modèle HYPE correspond à la version semi-distribuée du modèle conceptuel global HBV (Lindström et al. 2010). Le bassin versant est divisé en sous-bassins connectés par le réseau hydrographique : les rivières (et lacs) principales, qui relient les sous-bassins, reçoivent les débits propagés de l'amont et la réponse pluie-débit des versants du sous-bassin. Sur chaque sous-bassin, un ensemble de classes est défini à partir des données spatialisées d'occupation du sol, de la végétation et de l'altitude. Dans chaque classe, le sol est divisé verticalement en une ou plusieurs couches superposées. Les précipitations sont distribuées sur les sous-bassins et les paramètres sont distribués sur les classes. Le routage sur les versants et la propagation dans les rivières sont effectués par un « Lag and Route » : les débits sont propagés par un décalage temporel (déterminé par la célérité et la longueur des tronçons) et atténués à travers un réservoir linéaire.
- Moussa et al. (2007) construisent le modèle semi-distribué ModSpa pour les bassins méditerranéens montagneux. Ils divisent le bassin en sous-bassins définis à partir du réseau hydrographique : ils correspondent aux sous-bassins amont ou aux sous-bassins des rives gauches et droites des cours d'eau. L'écoulement généré sur chaque sous-bassin est la somme du ruissellement, de l'écoulement sous-terrain des aquifères et de l'écoulement de base calculés par un modèle pluie-débit conceptuel. La réponse pluie-débit des sous-bassins amont et des rives sont respectivement transférés en aval (jusqu'à l'exutoire du bassin) en tant qu'apport ponctuel et latéral par la solution analytique d'Hayami (1951) au problème de l'onde diffusante avec apports latéraux (Moussa 1996). Les paramètres du schéma de

routage (coefficients de célérité et diffusivité) sont distribués en fonction de la pente et distinguent la célérité des versants de la célérité des cours d'eau.

- De nombreux auteurs ont développé une version semi-distribuée du modèle global TOPMODEL (Beven and Kirkby 1979) sur des bassins versants français :
  - Obled et al. (1994) divisent le bassin méditerranéen du Réal Collobrier (71 km²) en vingt unités hydrologiques qu'ils définissent en fonction de la topographie et des bandes isochrones. Les données de précipitation sont distribuées sur les unités hydrologiques du bassin mais les paramètres du modèle sont uniformes sur le bassin.
  - Le Lay et Saulnier (2007) divisent trois bassins cévenols en sous-bassins de 50 km². Ils utilisent une fonction de transfert géomorphologique pour router la réponse pluie-débit de chaque maille et estimer le débit en n'importe quel point du réseau hydrographique. Les temps de transfert sont calculés à partir des distances hydrauliques entre chaque pixel, la vitesse de propagation dans les rivières et la vitesse d'écoulement sur les versants. Ils augmentent peu à peu le niveau de spatialisation des précipitations et des paramètres du modèle : ils observent que la spatialisation des précipitations améliore la précision des simulations de débit tandis que la distribution des paramètres du modèle a un impact moins important.
  - Sur les bassins des Cévennes, Saulnier et Le Lay (2009) simplifient le schéma de routage par un simple décalage temporel qui ne tient pas compte de la diffusion hydraulique dans les cours d'eau et de la relation entre célérité moyenne et hauteur d'eau. Ils indiquent que la vitesse d'écoulement des versants est arbitrairement fixée au dixième de la vitesse d'écoulement dans les rivières pour limiter l'équifinalité induite par la redondance de ces paramètres de transfert.
  - Sur le bassin des Gardons, Bonnifait et al. (2009) utilisent un schéma de routage plus complexe : il s'agit d'un modèle hydrodynamique 1D qui résout numériquement les équations de Barré Saint-Venant pour la propagation dans le réseau hydrographique. Ils observent que la vitesse d'écoulement sur les versants n'est pas un paramètre sensible dû à la petite taille des versants.

Ces exemples sont loin d'être exhaustifs puisqu'il existe autant de modèles semi-distribués que de modèles conceptuels globaux. Par exemple, il existe plusieurs modèles semi-distribués basés sur la méthode SCS (Krajewski et al. 1991; Seliga et al. 1991; Michaud and Sorooshian 1994b; Arnold et al. 1998; Olivera and Maidment 1999; Tramblay et al. 2011). De nombreux autres modèles semi-distribués sont recensés dans les revues de Grayson et Blöschl (2000), Singh et Woolhiser (2002), Kampf et Burges (2007) et les travaux de comparaison de modèles distribués (expérimentations DMIP) menés par Reed et al. (2004) et Smith et al. (2012) au National Weather Service (Etats-Unis).

5.2.1.2 Objectifs de la modélisation distribuée

Les modèles distribués sont non seulement très utiles pour étudier l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse des bassins versants (Obled et al. 1994), mais permettent aussi d'accéder à des simulations de débit à l'intérieur du bassin où les observations de débit ne sont pas disponibles (Koren et al. 2004; Pechlivanidis et al. 2010).

Il existe, comme nous l'avons vu, de nombreuses méthodes de modélisation pour distribuer les processus hydrologiques à l'échelle des bassins versants. Néanmoins, il est important d'adapter la complexité de la modélisation aux objectifs fixés afin de développer un modèle applicable à des cas réels (Grayson and Blöschl 2000). Dans ce sens, Singh et Woolhiser (2002) conseillent d'utiliser un modèle semi-distribué dont la structure est la plus simple possible. Refsgaard (2000) recommande de définir la structure semi-distribuée en fonction de la disponibilité des données spatialisées et souligne l'importance de valider le modèle avec des données qui n'ont pas été utilisées pour son élaboration, par un protocole de validation temporelle (Klemeš 1986) et spatiale (évaluation des simulations à l'intérieur du bassin versant).

Nous rappelons ci-dessous les contraintes afférentes au développement d'un modèle distribué dans le cadre de cette thèse :

(i) Le modèle doit être capable de prendre en compte la variabilité spatiale des données d'entrée de précipitation ;
(ii) La structure du modèle doit être la plus simple possible pour être facilement utilisable sur notre échantillon de bassins versants et limiter les problèmes de paramétrage dus à l'équifinalité (Beven 1996) ;
(iii) La cohérence spatiale de la structure semi-distribuée doit être vérifiée en termes de précision des simulations de débit à l'intérieur du bassin ;
(iv) Les performances du modèle semi-distribué ne doivent pas être dégradées par rapport au modèle global GR5 qui est considéré par la suite comme le modèle de référence.

5.2.1.3 Comment spatialiser le modèle global GR5 ?

Lorsque la modélisation est semi-distribuée, le bassin versant est constitué d'un ensemble de plusieurs entités (ou mailles). La représentation globale du bassin est un cas particulier de la représentation semi-distribuée : il n'y a qu'une seule maille.

La spatialisation du modèle global GR5 consiste à déterminer la stratégie de discrétisation du bassin versant, la transformation pluie-débit et le modèle hydraulique de propagation (modèle débit-débit) pour router les débits calculés sur chaque maille vers l'exutoire du bassin :

- Le modèle global GR5 calcule la transformation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Nous choisissons donc de discrétiser le bassin versant en un ensemble de sous-bassins.
- Dans la littérature, de nombreuses études ont comparé des modèles hydrauliques de propagation simplifiés avec un modèle hydrodynamique complet (cf. annexe 5) :
    - Bentura et Michel (1997) ont comparé avec succès les modèles « Lag-and-Route » linéaires et quadratiques avec une résolution numérique implicite du modèle de Saint-Venant dans une grande diversité de configurations.
    - Butts et al. (2004) ont montré que le modèle de Muskingum était équivalent à une résolution complète du système de Saint-Venant sur la Blue River.
    - Moussa (1996, 1997) et Lerat (2009) ont montré que la solution d'Hayami était aussi performante qu'un modèle hydrodynamique complet sur un grand nombre d'applications réelles.
    - La méthode grossière du délai pur a aussi permis d'obtenir des simulations pluie-débit semi-distribuées tout à fait satisfaisantes (Lindström et al. 1997; Pechlivanidis et al. 2010; Saulnier and Le Lay 2009; Lerat et al. 2012a).

  Ces études suggèrent que le bénéfice d'un modèle hydrodynamique complet n'est pas déterminant pour un modèle hydrologique semi-distribué. L'utilisation d'un modèle hydraulique de propagation simple nous paraît donc justifiée.
- Nous choisissons de calculer la réponse pluie-débit des sous-bassins à partir du modèle global pluie-débit GR5.

Dans ses travaux de thèse, Lerat (2009) a développé une modèle semi-distribué à partir du modèle global pluie-débit GR4 et a proposé de simplifier la structure semi-distribuée afin de limiter la redondance du routage entre le modèle hydrologique (pluie-débit) et le modèle hydraulique de propagation (débit-débit). De même, nous testerons différentes configurations du modèle pluie-débit GR5 en cherchant le meilleur compromis entre simplicité de la structure semi-distribuée, robustesse et précision des simulations de débit à l'exutoire et sur les points intérieurs du bassin versant.

5.2.2 Présentation des structures semi-distribuées testées

Il est important de rappeler que le modèle global GR5 ne prétend pas représenter explicitement au sein de sa structure le fonctionnement du sol, du compartiment souterrain ou des nappes. Il s'agit d'une structure qui doit être perçue dans sa globalité, et de ce fait, la distribution du modèle GR5 global est un exercice qui ne peut se concevoir que par essai-erreur. La principale difficulté est de déterminer les fonctions du modèle qui doivent être spatialisées : plusieurs choix sont possibles pour distribuer les processus hydrologiques du modèle global GR5.

La Figure 24 présente quatre structures semi-distribuées testées qui ont été établies à partir de la structure globale du modèle GR5, en augmentant petit à petit la complexité du modèle. Nous détaillons ci-dessous les caractéristiques et les différences de chaque version.

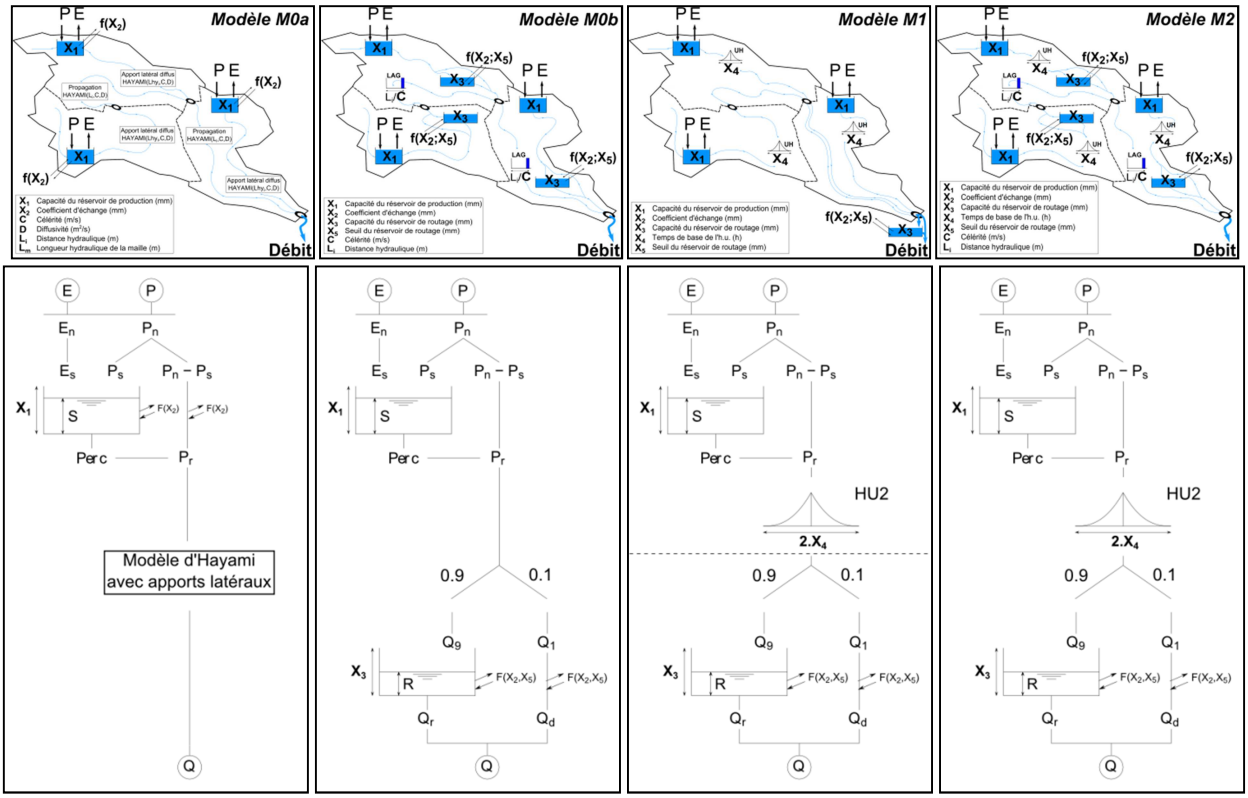


Figure 24 : Les quatre versions (M0a, M0b, M1 et M2) semi-distribuées testées pour la spatialisation du modèle pluie-débit global GR5 : (haut) illustration sur un bassin discrétisé en trois sous-bassin ; (bas) modèle pluie-débit appliqué sur chaque sous-bassin.

Paramètres	$M0_a$	$M0_b$	M1	M2
Capacité du réservoir de production X_1 (mm)	X_1	X_1	X_1	X_1
Coefficient d'échange X_2 (.)	X_2	X_2	X_2	X_2
Capacité du réservoir de routage X_3 (mm)	-	X_3	X_3	X_3
Temps de base de l'hydrogramme unitaire X_4 (h.)	-	-	X_4	X_4
Seuil dans le réservoir de routage X_5 (.)	-	-	X_5	X_5
Célérité C ($m.s^{-1}$)	C	C	-	C
Diffusivité D ($m^2.s^{-1}$)	D	-	-	-

Tableau 7 : Liste des paramètres des quatre modèles hydrologiques semi-distribués testés (M0a, M0b, M1 et M2) .

5.2.2.1 Modèle semi-distribué M0a

Dans cette première version, la structure du modèle global GR5 est drastiquement simplifiée. Seule la **fonction de production** est conservée : le module de routage (hydrogramme unitaire et réservoir du routage) est supprimé et remplacé par la **solution analytique d'Hayami** de l'onde diffusante avec apports latéraux (Moussa 1996) comportant deux paramètres (célérité et diffusivité). Le routage sur les versants (transformation pluie-débit) est distingué du routage dans les cours d'eau (propagation débit-débit) :

- Dans un premier temps, sur chaque sous-bassin, la pluie efficace est calculée en réponse aux données de précipitation et d'évapotranspiration (résultat de la vidange du réservoir de production et du ruissellement). Puis, elle est transférée par le modèle d'Hayami vers l'exutoire du sous-bassin en tant qu'apport latéral réparti uniformément sur la longueur hydraulique moyenne du sous-bassin.
- Dans un second temps, le débit obtenu à l'exutoire des sous-bassins est propagé vers les exutoires des mailles en aval en suivant le réseau de drainage : la longueur de propagation correspond à la distance hydraulique entre les exutoires des sous-bassins amont et aval.
- Notons que les échanges du bassin sont appliqués au réservoir de production (dimensionné par le paramètre X_1) parce que le réservoir de routage a été supprimé. Plusieurs fonctions d'échange ont été testées (cf. annexe 6) et **celle représentant une fraction constante de la pluie efficace** (paramétrée par un coefficient multiplicatif X_2) a été retenue.
- Le modèle semi-distribué M0a nécessite l'estimation de **quatre paramètres** (Tableau 7).

L'avantage de cette configuration semi-distribuée réside dans sa simplicité structurelle avec une fonction de routage basée sur une version simplifiée de la physique des écoulements hydrodynamiques (cf. annexe 5). Cependant, il conviendra de vérifier que la suppression du réservoir de routage ne dégrade pas les performances par rapport au modèle global GR5 de référence. De plus, Lerat (2009) a montré sur une base de 50 rivières françaises que le paramètre de diffusivité n'est pas un paramètre sensible et qu'il peut être fixé à $D = 0$ m²/s sans dégrader les performances du modèle semi-distribué. Ces résultats sous-entendent que la diffusivité n'est pas nécessaire et que le modèle M0a pourrait être encore simplifié.

5.2.2.2 Modèle semi-distribué M0b

La structure du modèle global GR5 est simplifiée en supprimant l'hydrogramme unitaire dans le module de routage. En contrepartie, un modèle de propagation est ajouté après le processus de routage (qui est réduit au réservoir de routage et à la branche directe) :

- Sur chaque sous-bassin, la transformation pluie-débit est assurée par le **réservoir de production** et le **réservoir de routage** avec des **échanges identiques au modèle global GR5**.

- Les contributions de chaque sous-bassin sont ensuite propagées vers l'aval à travers le réseau de drainage par un simple **décalage temporel**. Le temps de propagation est calculé en fonction du paramètre de célérité et de la longueur du bief qui correspond à la somme de la longueur hydraulique moyenne de la maille et de la distance hydraulique entre les exutoires amont et aval.
- Le modèle semi-distribué M0b nécessite l'estimation de **5 paramètres** (Tableau 7).

Par rapport au modèle M0a, le modèle semi-distribué M0b a l'avantage de conserver le réservoir de routage du modèle global GR5 de référence avec un schéma de routage très simple (décalage temporel dimensionné par un seul paramètre) qui ne représente pas les mécanismes de diffusion hydraulique dans les cours d'eau.

5.2.2.3 Modèle semi-distribuée M1

La **structure complète du modèle global GR5** est conservée et appliquée au cas semi-distribué. Dans ce cas, le réservoir de production et l'hydrogramme unitaire sont distribués sur les sous-bassins tandis que le réservoir de routage et les échanges sont globaux : il n'y a qu'un seul réservoir de routage et une seule fonction d'échange pour l'ensemble du bassin versant.

- Sur chaque sous-bassin, la pluie efficace est calculée en réponse aux données de précipitation et d'évapotranspiration (résultat de la vidange du réservoir de production et du ruissellement) avant d'être transférée via l'hydrogramme unitaire jusqu'à l'exutoire du bassin. Le temps de base de l'hydrogramme unitaire est distribué sur les sous-bassins en fonction de l'éloignement à l'exutoire du bassin :

$$x_{4_i} = \left(\frac{L_i}{L_m}\right)^{0.5} . X_4 \qquad \textbf{Eq. 25}$$

  avec x_{4i} le paramètre de l'hydrogramme unitaire qui contrôle le temps de transfert de la réponse pluie-débit sur le sous-bassin i, L_i la somme de la longueur hydraulique moyenne du sous-bassin et de la distance entre les exutoires, L_m la longueur hydraulique moyenne du bassin versant et X_4 le paramètre calé sur le bassin versant. Cette relation a été définie empiriquement au chapitre 4.
- Les productions de chaque sous-bassin contribuent au même réservoir de routage à l'exutoire du bassin. Notons qu'une partie alimente le réservoir de routage tandis que l'autre partie contribue directement au débit à l'exutoire (séparation fixe 90% / 10%).
- Le modèle semi-distribué M1 nécessite l'estimation de **5 paramètres** (Tableau 7).

Notons que cette structure a été pensée pour les besoins de l'assimilation en mode prévision (cf. chapitre 8). En effet, le modèle global de prévision GRP assimile le débit observé à l'exutoire du

bassin par correction du niveau du réservoir de routage. Si la structure semi-distribuée M1 s'avère performante en simulation, l'application de ce modèle en prévision est directe puisqu'un unique réservoir de routage commun à tous les sous-bassins facilite la mise à jour du modèle semi-distribué avec l'assimilation des débits observés à l'exutoire.

Le modèle semi-distribué M1 a l'avantage de conserver la structure du modèle global GR5 de référence sans augmenter sa complexité par l'utilisation d'un module hydraulique de propagation. Néanmoins, cette structure semi-distribuée ne permet pas – en principe – de calculer un débit en un point intérieur du bassin versant. En effet, le réservoir de routage, qui est global au bassin versant et alimenté par l'ensemble des productions des mailles amont, est indispensable pour assurer la transformation complète pluie-débit. Ceci-dit, afin de comparer les simulations aux observations sur des points intérieurs des bassins, un réservoir de routage et une fonction d'échange seront ajoutés à l'exutoire de chaque sous-bassin où l'on souhaite simuler un débit, et ils seront paramétrés par des valeurs identiques à celles déterminées à l'exutoire du bassin versant.

5.2.2.4 Modèle semi-distribué M2

Il s'agit d'un **ensemble de modèles globaux GR5 reliés par un modèle de propagation** :

- La structure du modèle global GR5 est conservée et appliquée à chaque sous-bassin du modèle semi-distribué. La transformation pluie-débit est donc calculée par une simulation globale GR5 appliquée à l'échelle du sous-bassin. Le temps de base de l'hydrogramme unitaire (paramètre X4) est distribué sur les sous-bassins par la relation suivante :

$$x_{4_i} = \left(\frac{S_i}{S_{bv}}\right)^{0.3} . X_4 \qquad \textbf{Eq. 26}$$

  avec x_{4i} le paramètre de l'hydrogramme unitaire qui contrôle le temps de transfert de la réponse pluie-débit sur le sous-bassin *i*, S_i la surface du sous-bassin *i*, S_{bv} la surface totale du bassin versant et X4 le paramètre calé sur le bassin versant. Cette relation a été définie empiriquement au chapitre 4.
- Le débit calculé à l'exutoire de chaque sous-bassin est ensuite propagé vers les exutoires des sous-bassins en aval par un simple décalage temporel déterminé en fonction de la distance hydraulique entre les exutoires des sous-bassins et le paramètre de célérité.
- Le modèle semi-distribué M2 nécessite l'estimation de **6 paramètres** (Tableau 7).

Le modèle semi-distribué M2 présente l'avantage de conserver une transformation pluie-débit GR5 complète sur chaque sous-bassin. Cependant, l'ajout d'un modèle de propagation hydraulique entraîne une redondance des paramètres de routage (Lerat 2009; Saulnier and Le Lay 2009) : le para-

mètre X4 qui dimensionne le routage sur les versants entre en interaction avec le paramètre de célérité qui dimensionne le routage dans les cours d'eau.

Afin de limiter les problèmes d'équifinalité entre les deux paramètres de routage, nous choisissons de fixer l'un des deux. Dans la configuration semi-distribuée, le paramètre X4 est fixé à la valeur déterminée pour la configuration globale (qui ne bénéficie pas du module hydraulique de propagation). De cette manière, le routage sur les versants est déterminé auparavant selon le rapport de surface et seule la célérité doit être estimée par optimisation. L'impact de ce paramétrage particulier a été analysé (cf. annexe 7) : il améliore la robustesse du modèle semi-distribué M2 sans dégrader ses performances.

5.2.3 Paramétrage des modèles semi-distribués

5.2.3.1 Comment paramétrer un modèle pluie-débit semi-distribué ?

Le modèle semi-distribué nécessite une estimation de ses paramètres sur chaque élément de discrétisation du bassin versant. L'estimation des paramètres du modèle peut être effectuée par optimisation par rapport à des données d'observation (généralement le débit) ou à partir de relations établies avec les descripteurs (caractéristiques physiques, morphologiques ou climatiques) des bassins versants.

Le calage d'un modèle distribué est une tâche complexe (Carpenter and Georgakakos 2006; Pechlivanidis et al. 2010; Pokhrel and Gupta 2011) parce que le nombre d'inconnues est trop important par rapport aux données d'observation disponibles, ce qui mène à des problèmes de surparamétrage, d'équifinalité et non-identification des jeux de paramètres (Beven 1996, 2001b, 1993; Kirchner 2006; Götzinger and Bárdossy 2007). Pokhrel et Gupta (2011) soutiennent que le calage des jeux de paramètres spatialisés sur les mailles du bassin versant est impossible parce que les erreurs induites par la structure du modèle et les données utilisées sont plus importantes que l'impact de la variabilité spatiale.

Une alternative fréquente au problème d'optimisation consiste à utiliser les méthodes de régionalisation : des relations entre les descripteurs des bassins versants et les des paramètres des modèles sont établies et un nombre limité de paramètres « globaux » (définis pour l'ensemble du bassin) est optimisé (Bandaragoda et al. 2004; Pokhrel and Gupta 2010; Koren et al. 2003; Moreda et al. 2006; Zhang et al. 2012; Koren et al. 2000; Hundecha and Bárdossy 2004; Samaniego et al. 2010; Pokhrel et al. 2008).

Cependant, ces relations sont toujours définies *a priori* (Götzinger and Bárdossy 2007), ce qui peut dégrader significativement les performances des modèles régionalisés (Sivapalan et al. 2003). Par ailleurs, elles sont généralement de qualité limitée (Hundecha et al. 2008; Ali et al. 2012; Oudin et

al. 2006a; Parajka et al. 2005), notamment parce que les paramètres optimisés peuvent varier dans l'espace sans aucune explication physique du fait des incertitudes induites par l'interaction des paramètres ou aux erreurs de mesure des données d'observation (Koren et al. 2003; Kling and Gupta 2009; Hundecha and Bárdossy 2004). La pertinence limitée des descripteurs disponibles pour expliquer les paramètres des modèles peut également expliquer la faiblesse des relations de regionalisation mises au point.

Enfin, bien que des paramètres spatialement uniformes ne permettent pas de représenter l'hétérogénéité des bassins, de nombreux travaux ont montré que l'amélioration des performances des modèles liée à la prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations est bien plus importante que celle obtenue par la distribution des paramètres (Boyle et al. 2001; Ajami et al. 2004; Andréassian et al. 2004a; Le Lay and Saulnier 2007). Par ailleurs, d'autres études sur les stratégies de calage des modèles distribués ont montré qu'un jeu de paramètre identique sur les mailles améliore la robustesse du modèle sans dégrader les simulations par rapport à un calage de paramètres distribués (Boyle *et al.*, 2001, Ajami *et al.*, 2004, Khakbaz *et al.*, 2012, Lerat *et al.*, 2012).

Pour toutes ces raisons, nous pensons que la variabilité spatiale des précipitations a un impact plus important que la spatialisation des paramètres du modèle. Comme nous l'avons vu au chapitre 4, il est difficile d'établir des relations entre les descripteurs du bassin et les paramètres du modèle pluie-débit GR5 (cf. annexe 4) du fait de sa parcimonie et de l'approche conceptuelle. En effet, chaque paramètre du modèle conceptuel est potentiellement lié à plusieurs processus hydrologiques et il est difficile d'identifier leur influence pour estimer correctement des relations.

5.2.3.2 Paramétrage des modèles semi-distribués par optimisation

Nous rappelons que, dans le cas des structures M1 et M2, le paramètre de routage des sous-bassins (temps de base de l'hydrogramme unitaire) est distribué sur les sous-bassins par une relation empirique qui dépend de la taille des sous-bassins et d'un paramètre global X_4 à déterminer pour l'ensemble du bassin. De cette manière, la variabilité d'échelle entre les sous-bassins est prise en compte et le modèle semi-distribué peut être appliqué avec des tailles de sous-bassin différentes. Nous n'avons pas réussi à identifier de lois cohérentes pour les autres paramètres de notre modèle pluie-débit GR5 (cf. annexe 4). C'est pourquoi seul le temps de base de l'hydrogramme unitaire est distribué sur les sous-bassins, les autres paramètres sont uniformes sur le bassin versant.

Le jeu de paramètres est optimisé pour chaque bassin par rapport au débit observé à son exutoire. Dans les cas particuliers où des observations de débit supplémentaires sont disponibles à l'intérieur des bassins, différentes stratégies de calage seront testées (cf. 0).

5.2.3.3 Algorithme d'optimisation des paramètres des modèle semi-distribués

Un unique jeu de paramètres (entre 4 et 6 paramètres selon les structures testées) est optimisé par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins versants pour chaque bassin versant et chaque structure semi-distribuée. Le jeu de paramètre est aussi re-calé pour chaque forçage des précipitations (uniforme ou distribué) et chaque maillage (cf. 5.3.1) pour s'affranchir des effets de compensation liés aux erreurs des données d'entrée et de la sensibilité des paramètres au problème d'échelle (Bárdossy and Das 2008; Samaniego et al. 2010; Kumar et al. 2013).

Nous utilisons la même procédure d'optimisation qui a été définie pour la modélisation globale (cf. Chapitre 4). Il s'agit d'une méthode « pas-à-pas » développée par Michel (1989) avec le pré-filtrage des paramètres proposé par Mathevet (2005). Nous utilisons ici le critère de Kling-Gupta (KGE) (Gupta et al. 2009) comme fonction objectif.

En ce qui concerne le pré-filtrage des paramètres, la distribution des paramètres du modèle semi-distribué n'est pas connue. Dans ce cas, ils sont initialisés par le jeu de paramètres déterminé pour la configuration globale avant d'être calés par l'algorithme de calage « pas-à-pas ». Ces points de départ sont tout à fait acceptables puisque plusieurs études ont montré que les jeux de paramètres d'un modèle semi-distribué sont proches des paramètres d'un modèle global lorsque le paramétrage est uniforme sur le bassin (Andréassian et al. 2004a; Lerat et al. 2012a).

Les paramètres supplémentaires du modèle semi-distribué (dont nous ne connaissons pas la distribution) sont quant à eux préfiltrés sur neuf valeurs déterminées *a priori*. Par exemple, la célérité dans le cas des structures semi-distribuées M0b et M2 est préfiltrée sur la distribution suivante : 0.25, 0.50, 0.75, 1.00, 1.25, 1.50, 2.00, 3.00, 6.00 (en m/s). De cette manière, nous sommes certains de bien explorer l'espace des paramètres dans le cas des modèles semi-distribués.

5.3 Validation du modèle semi-distribué

5.3.1 Méthodologie

5.3.1.1 Bassins versants avec points intérieurs jaugés

Une validation approfondie du modèle semi-distribué nécessite de vérifier la cohérence spatiale du modèle par l'évaluation des simulations de débit obtenues à l'intérieur du bassin (Refsgaard 2000). Les différentes versions semi-distribuées sont donc évaluées sur les bassins versants pour lesquels des observations de débit sont disponibles à l'intérieur du bassin.

Parmi notre échantillon test (cf. Chapitre 3), 45 bassins versants ont au moins deux stations de jaugeage (1 station exutoire et 1 station à l'intérieur du bassin). Il y a 91 stations de jaugeage dont 45 stations qui mesurent le débit à l'exutoire des bassins versants et 86 stations qui permettent d'obtenir une observation du débit à l'intérieur des bassins versants (Figure 25) : 21 bassins versants contiennent une seule station de jaugeage à l'intérieur du bassin, 17 bassins versants contiennent 2 stations de jaugeage intérieures, 3 bassins versants contiennent 3 stations de jaugeage intérieures et 4 bassins versants contiennent respectivement 4, 5, 6 et 7 stations de jaugeage intérieures.

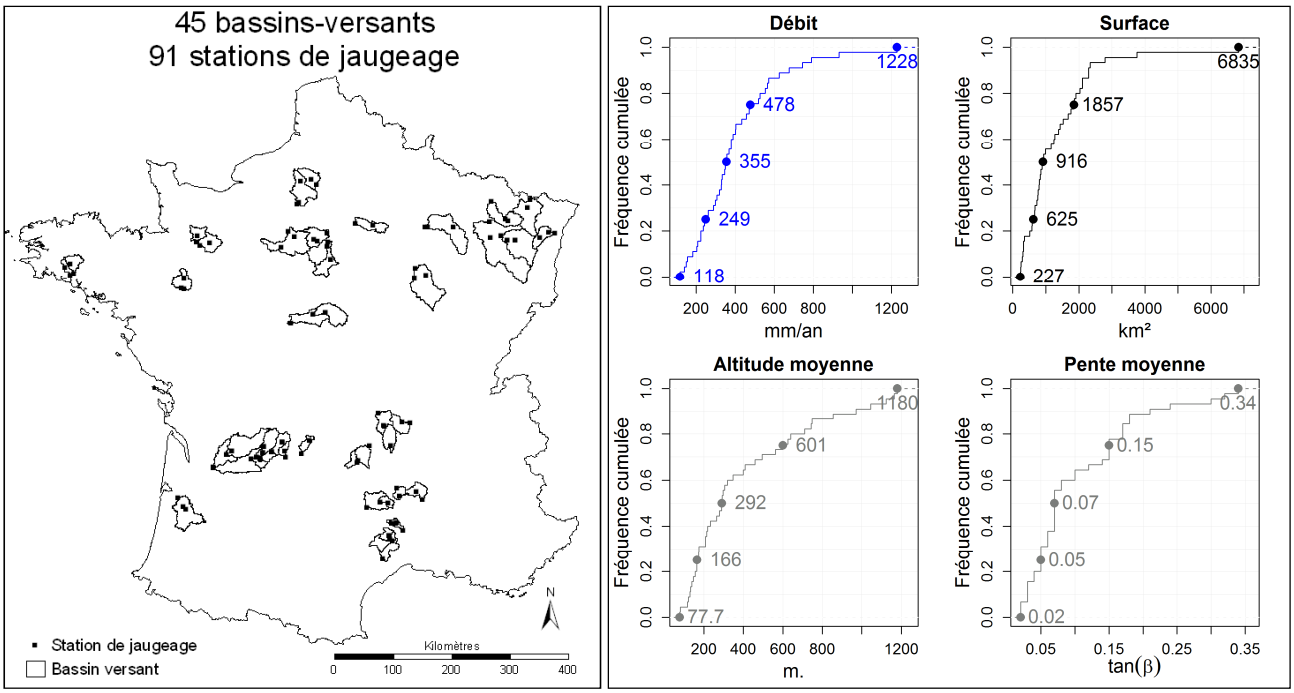


Figure 25 : Base de 45 bassins versants avec au moins une station de jaugeage à l'intérieur du bassin (gauche) et la distribution de leurs caractéristiques morphologiques et hydrométriques à l'exutoire (droite).

Les 45 bassins versants présentent une bonne diversité climatique et géomorphologique et sont bien répartis sur le territoire métropolitain français (Figure 25). Leur superficie varie entre 227 et 6835 km², avec une valeur médiane de 916 km². Le module médian sur l'échantillon est de 10 m^3/s avec un module maximum de 114 m^3/s pour le bassin de la Moselle à Custines (6835 km²). La pente moyenne est supérieure à 1.15° (soit 0,02 %) et l'influence de la neige est considérée comme négligeable puisque la majorité des bassins présente une altitude moyenne inférieure à 1000 m.

5.3.1.2 Maillage des bassins versants

Le maillage du bassin versant désigne la division du bassin versant en sous-bassins. Les bassins versants sont maillés selon les directions d'écoulement (O'Callaghan and Mark 1984). Au final, ces mailles « suivent les écoulements » et correspondent à des sous-bassins (Figure 26). De cette manière, il est possible d'accéder au débit simulé en n'importe quel point intérieur du bassin versant à condition qu'il s'agisse d'un exutoire de maille. Nous étudions deux configurations :

(i) Modélisation globale
(ii) Modélisation semi-distribuée

Plusieurs maillages sont possibles. Dans ce chapitre, nous étudions quatre maillages différents (Figure 26) :

- **Global** : Il s'agit de la représentation globale du bassin versant, il n'y a qu'une seule maille. Les précipitations sont uniformes sur le bassin et il n'est pas possible d'accéder aux simulations de débit aux points intérieurs du bassin.

- **Maillage A** : Seuls les sous-bassins jaugés sont considérés. Une maille correspond à un sous-bassin amont ou intermédiaire dont les débits sont mesurés à son exutoire. Dans ce cas, les mailles du modèle semi-distribué ont des tailles très différentes. Il y a autant de mailles que de stations de jaugeage comprises dans le bassin (entre 2 et 8 stations) et la taille des sous-bassins jaugés varie entre 61 km² et 1367 km² avec une valeur médiane de 377 km².

- **Maillage B** : Le bassin versant est divisé en un ensemble de sous-bassins de taille équivalente. La surface de la maille correspond à la surface du plus petit sous-bassin jaugé. Toutes les mailles ne disposent pas de stations de mesure mais la relation pluie-débit est modélisée à la même échelle puisque les sous-bassins sont de taille équivalente. Sur l'échantillon de 45 bassins versants, le nombre de mailles varie entre 3 et 34 (Figure 27) et leur taille varie entre 27 km² et 637 km² avec une valeur médiane de 118 km².

- **Maillage C** : Il s'agit d'un raffinement du Maillage B. Les mailles sont de taille équivalente et la taille de maille choisie correspond au quart de la surface du plus petit sous-bassin jaugé. Sur l'échantillon de 45 bassins versants, le nombre de mailles varie entre 6 et 135 (Figure 27) et leur taille varie entre 7 km² et 195 km² avec une valeur médiane de 37 km².

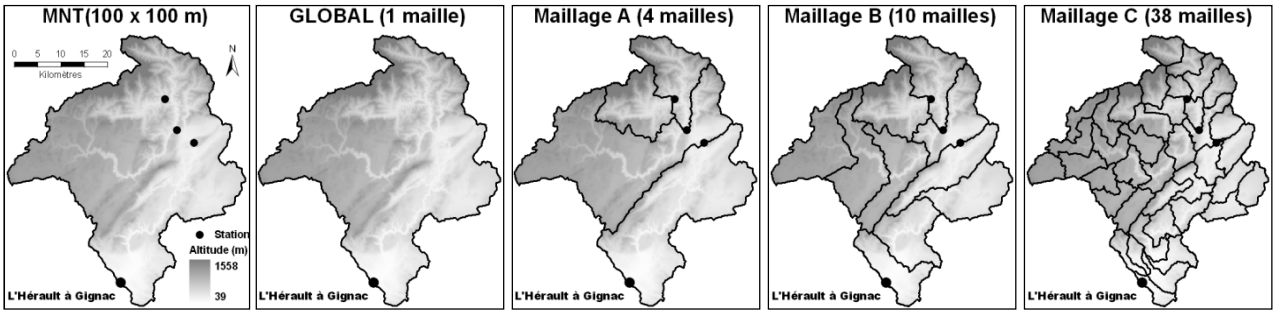


Figure 26 : Exemple de maillage sur le bassin versant de l'Héraut à Gignac (1430 km²)

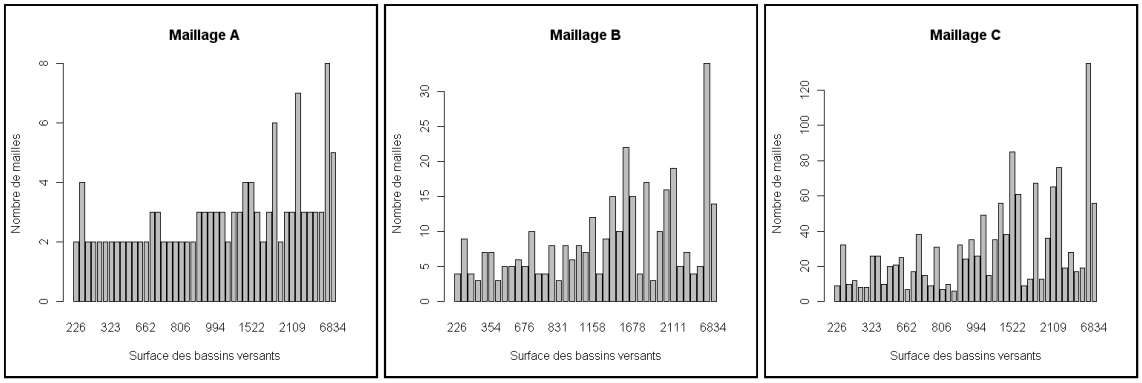


Figure 27 : Nombre de mailles pour chaque maillage des 45 bassins versants pour la modélisation semi-distribuée (échelle des ordonnées différentes sur les trois graphiques).

5.3.1.3 Forçage des précipitations

Il est important d'analyser séparément les erreurs liées à la structure du modèle hydrologique pluie-débit et celles liées à la spatialisation des précipitations. Les simulations semi-distribuées sont effectuées pour les deux configurations suivantes (Figure 28 et Figure 29) :

(i) **Les précipitations sont uniformes** : elles sont moyennées sur le bassin versant et sont identiques pour toutes les mailles des modèles semi-distribués. Dans ce cas, la variabilité spatiale des précipitations n'est pas prise en compte, le forçage des précipitations entre la représentation globale et semi-distribuée est identique (Figure 28).

(ii) **Les précipitations sont spatialisées** : elles sont moyennées indépendamment sur chaque maille du bassin versant. La variabilité spatiale des précipitations est prise en compte dans les modèles semi-distribués et les champs de précipitations sont d'autant mieux représentés que le nombre de mailles augmente (Figure 29).

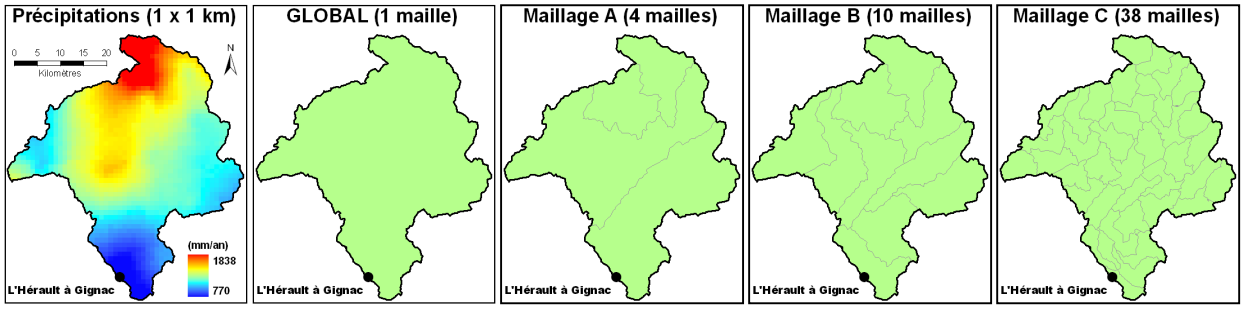


Figure 28 : Exemple du forçage uniforme des précipitations pour quatre maillages de l'Hérault à Gignac.

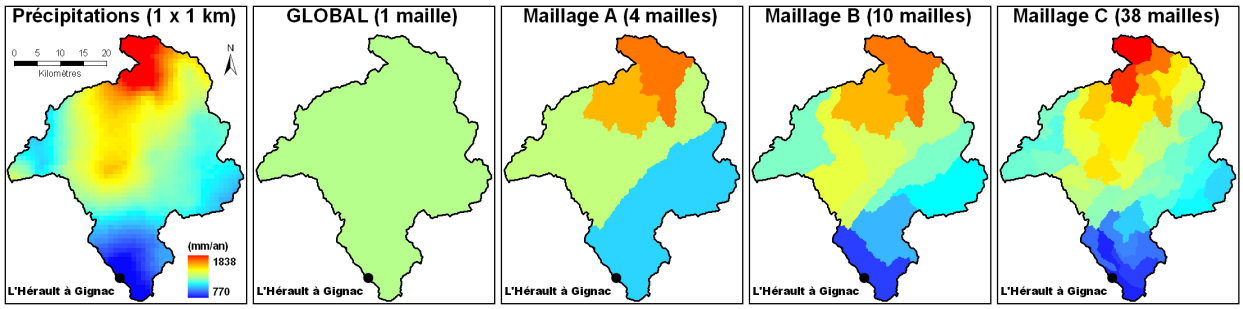


Figure 29 : Exemple du forçage distribué des précipitations pour quatre maillages de l'Hérault à Gignac.

En comparant les simulations obtenues avec les différents maillages, nous pouvons analyser la sensibilité du modèle au problème d'échelle (Koren et al. 1999; Merz et al. 2009) en termes de précision des simulations et de robustesse des paramètres. Par ailleurs, en appliquant différentes stratégies de forçage climatique sur les modèles globaux et semi-distribués, il est possible d'étudier l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la simulation des débits.

5.3.2 Evaluation des modèles pluie-débit semi-distribuées

5.3.2.1 Performances des modèles semi-distribués

Les simulations semi-distribuées de débit sont évaluées pour chaque structure étudiée (M0a, M0b, M1, M2) par rapport au débit observé à l'exutoire et aux points intérieurs des bassins versants pour quatre maillages (GLOBAL, A, B, C) et chaque stratégie de forçage des précipitations (Figure 30).

Rappelons que le modèle pluie-débit global de référence GR5 correspond aux configurations globales (1 seule maille) des modèles M1 et M2 tandis que les configurations globales des modèles M0a et M0b sont différentes du modèle pluie-débit global de référence GR5 (cf. 5.2.2). Le critère C2M (cf. Chapitre 4) calculé sur les cinq années pour chacune des deux périodes de validation a été choisi parce qu'il est borné entre -1 et 1, ce qui permet de faciliter la lecture et la comparaison des distributions des performances.

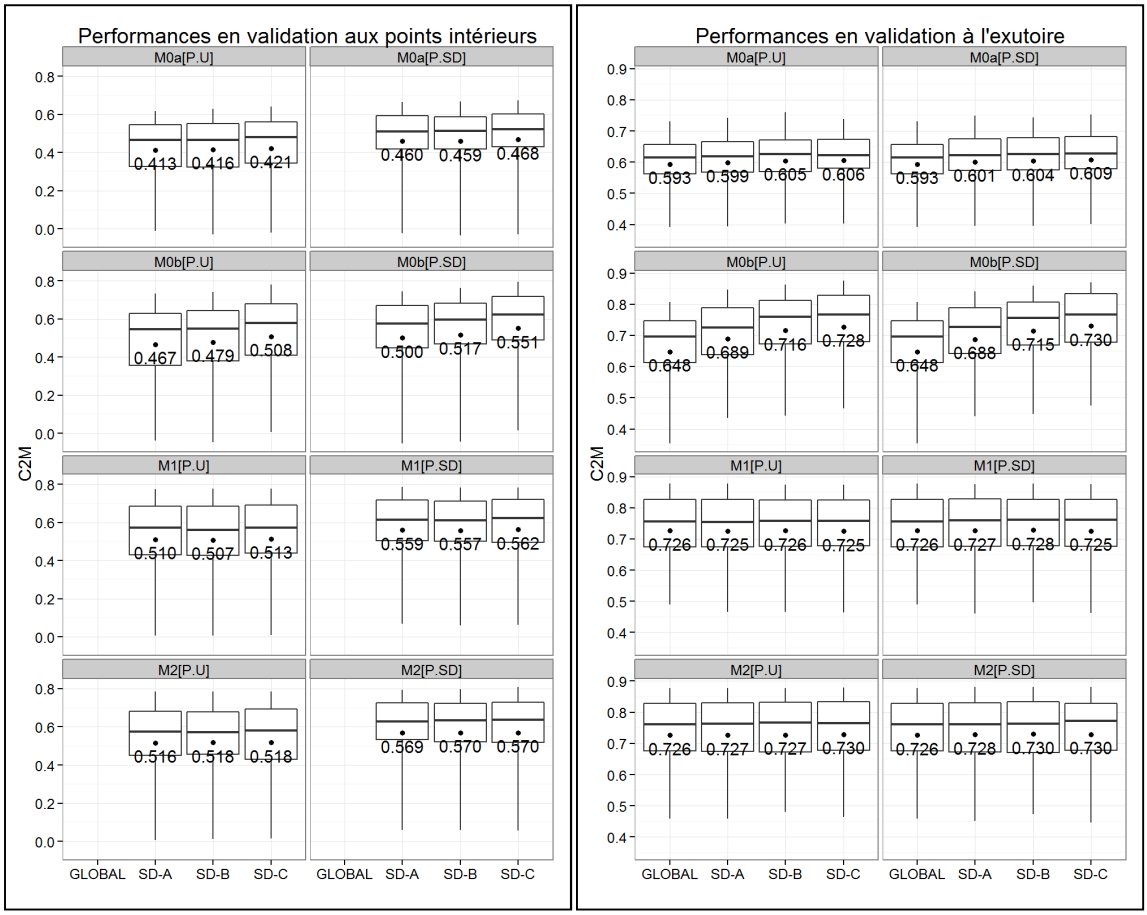


Figure 30 : Performances en validation des quatre modèles semi-distribués testés (M0a, M0b, M1, M2) obtenus sur 86 points intérieurs (gauche) et à l'exutoire de 45 bassins versants (droite) pour quatre maillages différents (GLOBAL, SD-A, SD-B, SD-C) avec un forçage des précipitations uniforme (P.U) et distribué sur les sous-bassins (P.D).

Dans un premier temps, nous analysons l'impact des simplifications effectuées sur la structure du modèle pluie-débit global GR5. Pour cela, nous comparons les performances obtenues entre les différents modèles avec un forçage des précipitations uniforme. Les précipitations sont identiques entre les sous-bassins, seule la structure varie entre les modèles (et les maillages), et les erreurs induites par les modifications et la spatialisation de la structure peuvent être quantifiées (Figure 30)

- Les meilleures performances sont obtenues avec les modèles semi-distribués M1 et M2 qui ont conservé la structure complète du modèle pluie-débit global de référence GR5 (Figure 30). De plus, nous constatons que leurs structures semi-distribuées sont stables par rapport à la spatialisation puisque les performances sont équivalentes (en moyenne C2M = 0.73 à l'exutoire et C2M = 0.51 aux points intérieurs) entre les différents maillages testés avec un forçage des précipitations identique sur chaque maille. Notons que les performances des configurations globales à l'exutoire des bassins sont strictement égales parce que, dans ce cas-là (1 seule maille), les modèles pluie-débit M1 et M2 sont parfaitement identiques : il s'agit du modèle global de référence GR5.

- Le modèle M0b présente un comportement surprenant : plus la structure du modèle est spatialisée, plus les scores calculés par le critère C2M augmentent. Or, les gains de performance observés ne peuvent pas être la conséquence de la spatialisation des précipitations puisqu'elles sont uniformes sur le bassin. La comparaison des modèle M0b et M2 permet d'expliquer ce résultat (cf. 5.2.2) :
    - La seule différence entre les modèle M0b et M2 correspond à la suppression de l'hydrogramme unitaire (qui traduit le temps de réponse des sous-bassins) dans la structure M0b.
    - Lorsque le maillage est suffisamment fin, les performances sont similaires entre le modèle M0b (C2M = 0.728 à l'exutoire et C2M = 0.508 sur les points intérieurs) et le modèle M2 (C2M = 0.730 à l'exutoire et C2M = 0.518 sur les points intérieurs).
    - Les performances du modèle semi-distribué M0b diminuent lorsque la résolution du modèle est trop grossière tandis qu'elles sont stables avec le modèle M2.

  En fait, lorsque le maillage des bassins augmente, la taille des sous-bassins diminue, le temps de réponse des sous-bassins diminue, le rôle de l'hydrogramme unitaire devient négligeable face à celui de la fonction de propagation et la structure du modèle M0b converge vers la structure du modèle M2. Ainsi, les améliorations du modèle M0b sont directement liées à la structure du modèle : la spatialisation des processus hydrologiques représentés dans le modèle M0b parvient à compenser les erreurs induites par les simplifications appliquées à la structure du modèle pluie-débit global de référence GR5.
- Les résultats obtenus avec le modèle M0a montrent que la suppression du réservoir de routage impacte lourdement la qualité des simulations de débit : les performances moyenne du modèle M0a sont significativement dégradées (C2M = 0.42 sur les points intérieurs et C2M = 0.60 à l'exutoire) par rapport à celles des autres modèles dans lesquels le réservoir de routage a été conservé. Notons que les mauvaises performances du modèle M0a peuvent aussi être induites par la fonction d'échange qui est appliquée à la production au lieu d'être appliquée au processus de routage.

Dans un second temps, la comparaison entre un forçage des précipitations uniforme et distribué, pour un même modèle, permet d'étudier l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la simulation des débits (Figure 30) :

- Sur les points intérieurs, quel que soit le modèle utilisé, les simulations de débit sont fortement améliorées lorsque les précipitations sont distribuées sur les sous-bassins : le critère C2M augmente de 0.050 par rapport aux performances obtenues avec des précipitations uniformes sur le bassin versant (Figure 30). Ce résultat n'est pas surprenant et était attendu. Effectivement, le forçage des précipitations uniforme sur le bassin versant n'est pas trans-

posable aux sous-bassins intérieurs puisque les précipitations ont été moyennées sur la surface du bassin versant et non pas sur celle du sous-bassin. Le forçage des précipitations uniforme sur le bassin versant ne respecte pas le volume de précipitation réellement reçu par un sous-bassin, contrairement au forçage des précipitations distribué sur les sous-bassins.

- A l'exutoire des bassins versants, quel que soit le maillage et/ou le modèle utilisé, les différences entre un forçage des précipitations uniforme et distribué sont très faibles sur les performances des modèles :
    - A la plus fine résolution (SD-C), le critère C2M moyen augmente de 0.606 à 0.609 pour le modèle M0a et de 0.728 à 0.730 pour le modèle M0b.
    - Aux résolutions grossières (SD-A et SD-B), le critère C2M moyen augmente de 0.726 à 0.728 pour le modèle M1 et de 0.727 à 0.730 pour le modèle M2 tandis que les performances moyennes sont stables à la plus fine résolution (SD-C).

Enfin, nous remarquons que les performances des modèles semi-distribués obtenues sur les points intérieurs sont très faibles par rapport à celles obtenues à l'exutoire des bassins (Figure 30). Nous précisons qu'une comparaison entre des stations différentes (exutoires et points intérieurs) n'est scientifiquement pas rigoureuse, mais la différence est tellement importante (écart de 0.200 sur le critère C2M moyen quels que soient le modèle et le maillage) qu'elle mérite une explication. Ceci est la conséquence du paramétrage puisque les paramètres ont été optimisés par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins versants, sans tenir compte des observations aux points intérieurs qui sont donc considérés comme non jaugés (Refsgaard 1997). Ce point sera étudié en détail par la suite, notamment en testant différentes stratégies d'optimisation des paramètres (cf. 0).

Ces premiers résultats confirment que les performances des modèles pluie-débit dépendent de leur structure et montrent que ceux-ci peuvent avoir des comportements « nuisibles » lorsqu'ils sont spatialisés. Le modèle M0a n'est pas satisfaisant au vu des faibles performances par rapport aux autres modèles. Le modèle M0b est un modèle performant dans une configuration semi-distribuée (avec un maillage suffisamment fin), mais il n'est pas adapté pour étudier l'impact de la résolution spatiale de la modélisation pluie-débit parce que sa structure est trop sensible à l'échelle de modélisation. Pour ces raisons, nous choisissons d'exclure les structures M0a et M0b et nous conservons uniquement les modèles M1 et M2 dans la suite de notre recherche.

5.3.2.2 Robustesse des modèles semi-distribués

Dans le chapitre 4, nous avons montré que le modèle global de référence GR5 est robuste en termes de paramétrage et de performance. Il convient de vérifier que la spatialisation de la structure pluie-débit ne dégrade pas la stabilité du modèle. La Figure 31 présente l'évolution des paramètres des modèles semi-distribués M1 et M2 entre les deux périodes indépendantes (1997-2001 et 2002-2006) sur lesquelles ils ont été optimisés par rapport au débit observé à l'exutoire des 45 bassins versants.

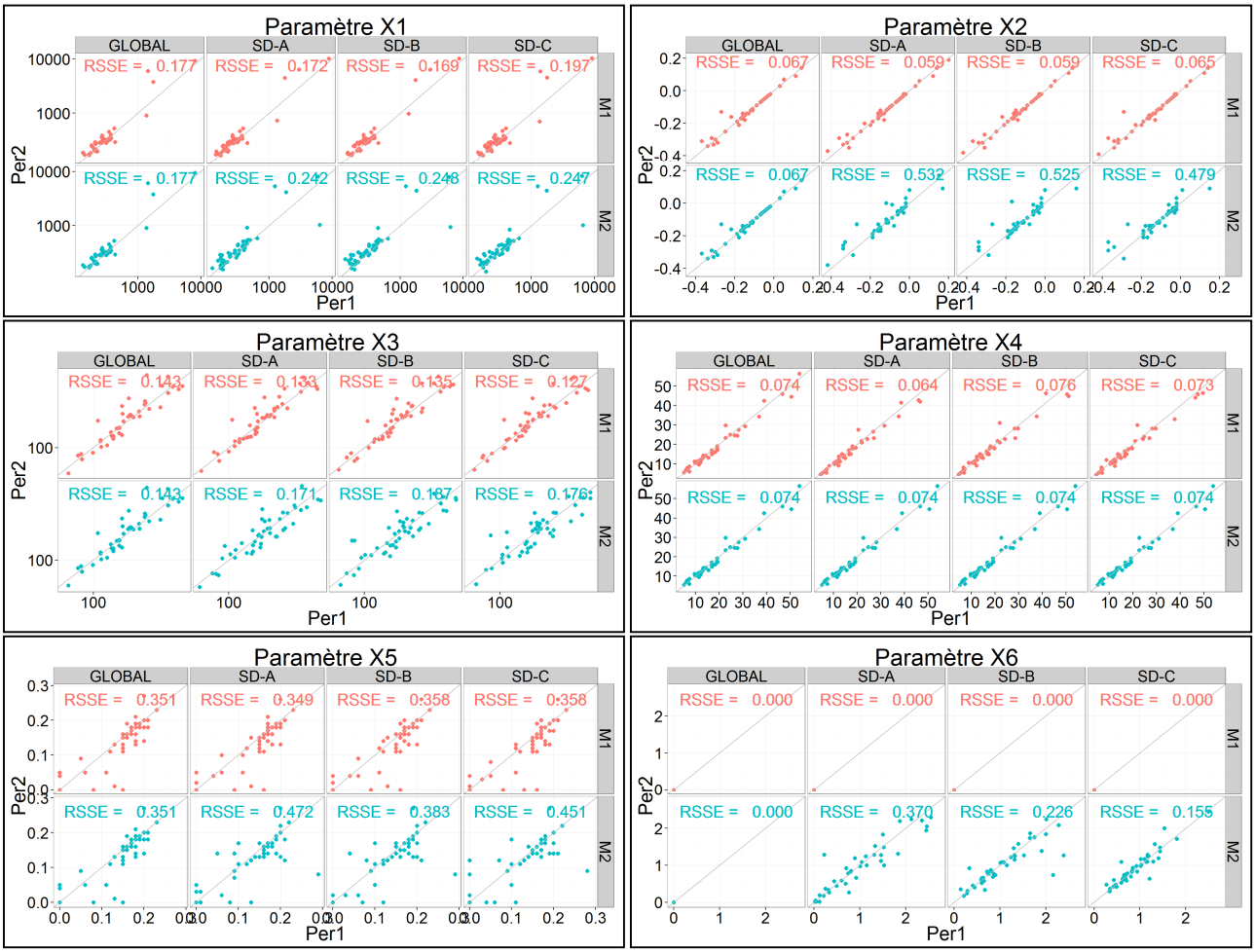


Figure 31 : Comparaison des paramètres du modèle semi-distribué optimisés entre la période 1 (Per1 : 1997-2001) et la période 2 (Per2 : 2002-2006) sur 45 bassins versants pour les modèles M1 et M2 avec 4 maillages (Global, SD-A, SD-B, SD-C). La moyenne du critère de robustesse *RSSE* est indiquée pour chaque paramètre modèle et maillage.

Les structures semi-distribuées sont robustes puisque l'optimisation des paramètres converge vers un jeu de paramètre très similaire sur deux périodes indépendantes, quel que soit le maillage, et pour la majorité des 45 bassins versants (Figure 31) :

- Les paramètres optimisés des modèles semi-distribués M1 et M2 sont stables entre la période 1 (1997-2001) et la période 2 (2002-2006).

- L'ajout d'un sixième paramètre (paramètre de célérité X6) dans la structure semi-distribuée M2 ne dégrade pas la stabilité des paramètres. Cela est dû au fait que le paramètre X_4 a été fixé à la valeur obtenue dans la configuration globale pour éviter l'équifinalité induite par la redondance des paramètres de routage (cf. annexe 7).

Enfin, nous remarquons que les paramètres optimisés sont semblables entre la configuration globale et les configurations semi-distribuées (maillages A, B, C). Ces résultats sont en accord avec ceux d'Andréassian et al. (2004) et Lerat et al. (2012a) qui obtiennent des valeurs de paramètres du modèle semi-distribué très proches des paramètres du modèle global lorsque le paramétrage est uniforme sur le bassin. Par conséquent, nous concluons que la robustesse du modèle pluie-débit global de référence GR5 n'est pas affectée par la spatialisation du modèle et les structures M1 et M2 sont bien adaptées à la modélisation pluie-débit semi-distribuée des bassins versants.

5.3.2.3 Quelle structure semi-distribuée du modèle global GR5 ?

Les modèles pluie-débit semi-distribués M1 et M2 sont aussi performants et robustes que le modèle global de référence GR5. Bien que nous constatons une légère supériorité sur les scores du modèle M2 (le critère moyen C2M vaut respectivement 0.725 et 0.730 pour les modèles M1et M2), les différences entre les scores calculés sur les deux périodes de validation de cinq ans sont très faibles et peu significatives (Figure 30).

Afin de comparer plus précisément les modèles semi-distribués, nous calculons l'indice de performance relative entre les modèles M1 et M2 sur l'échantillon d 45 bassins versants (Figure 32). De plus, nous présentons certains événements de crue pour lesquels les simulations de débit semi-distribuées sont très différentes entre les modèles M1 et M2 (Figure 33).

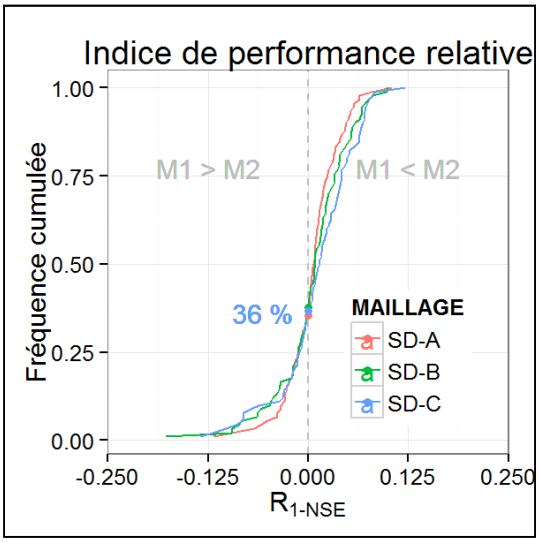


Figure 32 : Distribution de l'indice de performance relative des modèles semi-distribués M1 et M2 calculé à l'exutoire de 45 bassins versants pour deux périodes de validation de cinq ans et trois maillages différents (SD-A, SD-B, SD-C).

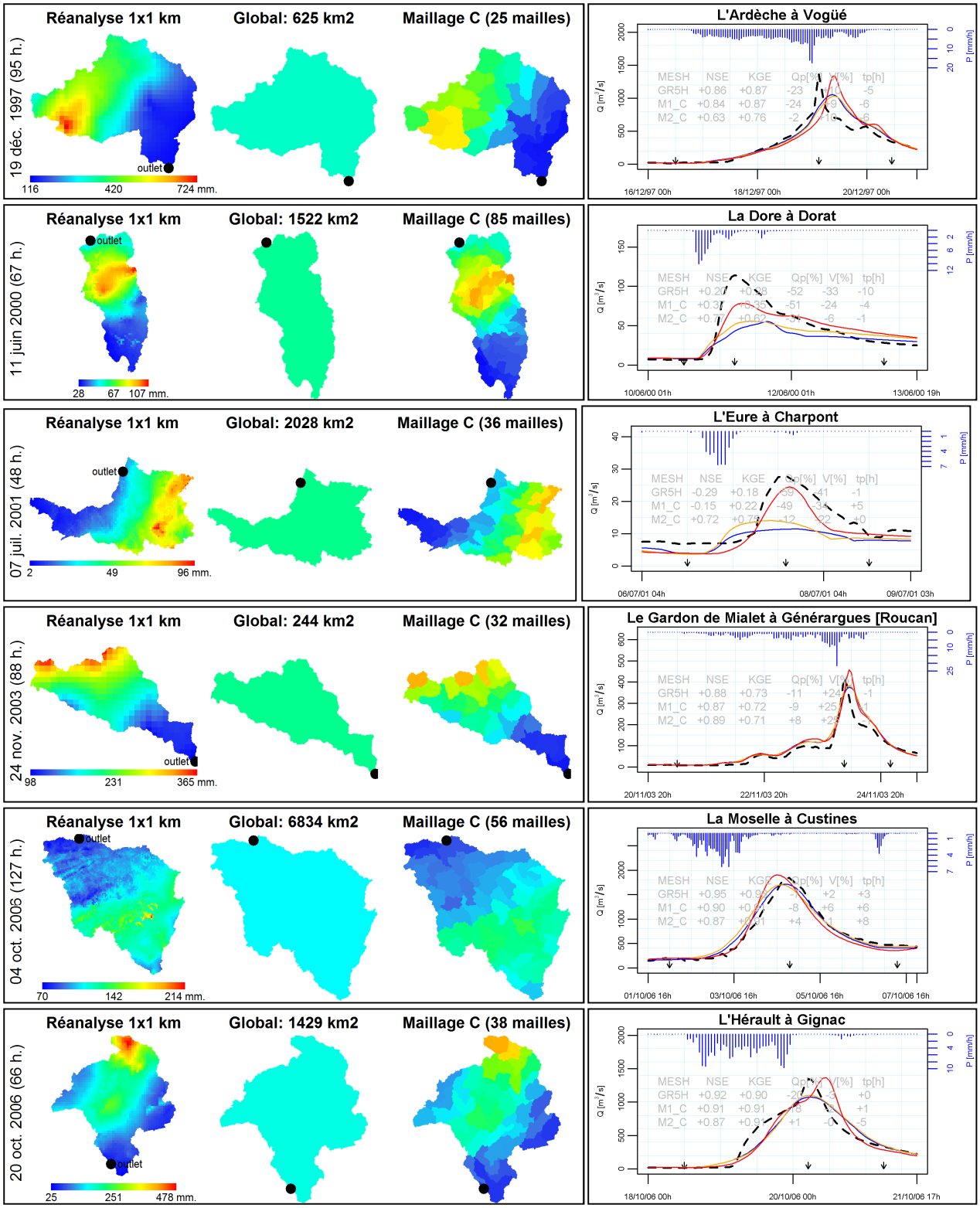


Figure 33 : Exemples d'événements de crue pour lesquels les simulations de débit à l'exutoire des bassins sont remarquablement différentes. Pour chaque événement est représenté le cumul de précipitation à la résolution spatiale de la réanalyse (1x1 km), moyenné spatialement sur le bassin (Global) et à la résolution spatiale du modèle semi-distribué (Maillage C) avec les hydrogrammes des débits observés (tirets noir), simulés par le modèle global de référence GR5H (bleu) et les modèle semi-distribués M1 (orange) et M2 (rouge). Les critères NSE, KGE, les erreurs d'amplitude du pic de crue (Qp), de volume (V) et de déphasage (tp) sont indiqués sur chaque hydrogramme.

En moyenne sur deux périodes de validation de cinq ans, nous constatons que le modèle semi-distribué M2 est plus performant que le modèle M1 dans 64% des cas pour les trois maillages étudiés (Figure 32). Par ailleurs, l'analyse des simulations de débit sur des événements de crue met en évidence un comportement différent des modèles semi-distribués (Figure 33) :

- Les simulations de débit du modèle semi-distribué M2 sont très différentes de celles du modèle global lorsque la variabilité spatiale des champs de précipitation est importante.
- Au contraire, les simulations semi-distribuées M1 ne sont pas impactées, elles restent très semblables à celles du modèle global de référence GR5.

Ainsi, le modèle M1 ne réagit pas à la variabilité spatiale des précipitations puisque les simulations de débit obtenues sont quasi-équivalentes aux sorties du modèle global qui ne tient pas compte de l'hétérogénéité spatiale des données d'entrée de précipitations (Figure 33). Ceci est vraisemblablement la conséquence du réservoir de routage placé à l'exutoire, qui est commun à toutes les mailles du bassin dans la configuration M1 (cf. 5.2.2.3). Effectivement, les réponses des sous-bassins s'écoulent toutes dans le même réservoir de routage, ce qui atténue la variabilité des écoulements existant au sein du bassin versant.

Ces résultats nous contraignent à abandonner la structure semi-distribuée M1 qui se comporte comme le modèle global GR5 et présente peu d'intérêt pour une modélisation semi-distribuée. La structure pluie-débit M2 est mieux adaptée à la modélisation semi-distribuée puisque le modèle réagit à l'hétérogénéité spatiale des précipitations, sans dégrader les performances du modèle global de référence, et améliore la qualité des simulations de débit sur certains événements de crue (Figure 33). Cependant, les améliorations induites par la spatialisation des données de précipitation ne sont pas systématiques, comme le montrent les faibles écarts de performances calculés sur la période complète de validation (Figure 30).

L'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la simulation des débits sera analysé en détail au Chapitre 6. Par la suite, nous utiliserons uniquement le modèle semi-distribué M2 et le modèle global de référence GR5 pour les besoins de notre recherche.

5.4 Stratégies de paramétrage du modèle semi-distribué par optimisation

5.4.1 Méthodologie

Nous avons constaté que les simulations de débit obtenues à l'intérieur des bassins sont de moins bonne qualité que celles obtenues à l'exutoire des bassins (Figure 30). Ce problème a été rencontré dans beaucoup d'études sur la modélisation distribuée lorsque les modèles sont « globalement » calés en utilisant uniquement les observations de débit à l'exutoire des bassins (Refsgaard 1997; Andersen et al. 2001; Ajami et al. 2004; Moussa et al. 2007; Pechlivanidis et al. 2010; Conradt et al. 2013).

Dans le but d'améliorer les simulations de débit sur les points intérieurs, nous cherchons à optimiser les paramètres des modèles semi-distribués en utilisant l'ensemble des observations de débit, à l'exutoire et aux points intérieurs des bassins versants. Pour cela, différentes stratégies d'optimisation sont testées pour caler les paramètres du modèle semi-distribué sur chacun des 45 bassins versants qui contiennent au moins une station hydrométrique intérieure (Figure 25). Pour les besoins des comparaisons, une modélisation globale de référence GR5 est aussi effectuée sur chaque bassin versant (45 stations hydrométriques à l'exutoire) et chaque sous-bassin jaugé (86 stations hydrométriques intérieures) en calant respectivement les paramètres par rapport au débit observé à l'exutoire et aux points intérieurs (qui correspondent aux exutoires des sous-bassins).

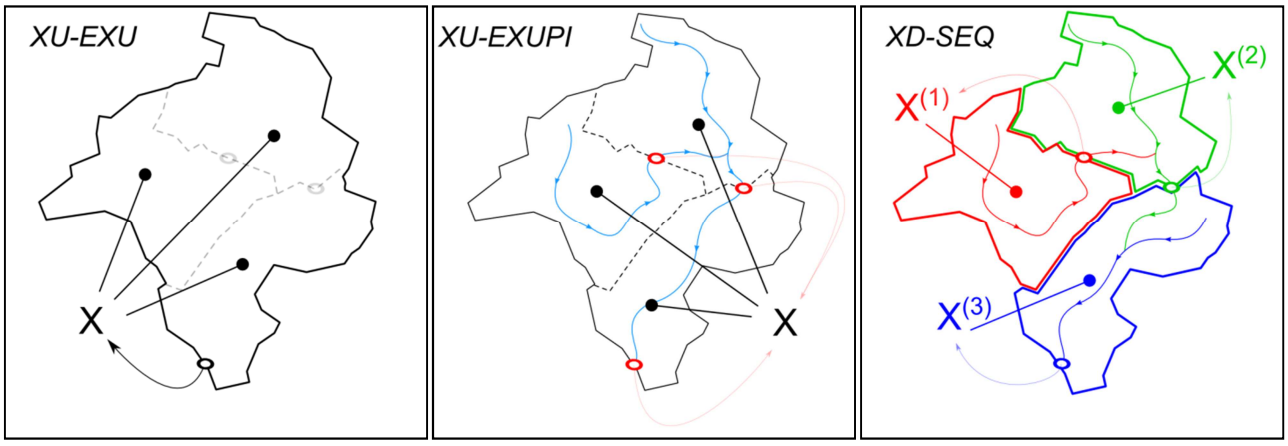


Figure 34 : Stratégie de paramétrage du modèle semi-distribué, illustrée pour un bassin versant avec trois stations de jaugeage (une à l'exutoire et deux sur des points intérieurs). (XU-EXU) : calage par rapport au débit observé à l'exutoire ; (XU-EXUPI) : calage par rapport au débit observé à l'exutoire et aux points intérieurs ; (XD-SEQ) : calage séquentiel distribué sur les sous-bassins par rapport au débit observé aux points intérieurs et à l'exutoire.

Chaque stratégie d'optimisation est ensuite évaluée en termes de qualité des simulations de débit par rapport aux débits observés à l'exutoire et aux points intérieurs des bassins. Etant donné les déficiences de certaines structures semi-distribuées (M0a, M0b et M1) et les faibles différences de performance entre les maillages (A, B et C), nous présentons les résultats obtenus pour le modèle semi-distribué M2 et le maillage le plus fin (Maillage C) avec un forçage des précipitations distribué sur les mailles du bassin versant (Figure 29). Nous détaillons ci-dessous les stratégies d'optimisation étudiées (Figure 34).

5.4.1.1 Paramétrage uniforme par un calage à l'exutoire

Il s'agit du calage du modèle semi-distribué qui a été utilisé jusqu'à présent (cf. 5.2.3.2). Les paramètres sont calés en utilisant uniquement le **débit observé à l'exutoire** des bassins versants avec un **paramétrage uniforme** : ils sont identiques sur les mailles du bassin versant (sauf le paramètre X4 qui est distribué sur les mailles). Par la suite, nous nommons cette stratégie ***XU-EXU***.

Le modèle global de référence GR5 est aussi calé par rapport aux débits observés à l'exutoire puisque, par construction, il n'est pas possible d'accéder aux simulations sur des points intérieurs du bassin. Sur chaque point intérieur jaugé, une simulation globale de référence GR5 est effectuée à l'échelle du sous-bassin en calant les paramètres par rapport au débit observé à l'exutoire du sous-bassin (qui est considéré comme un point intérieur pour un bassin aval). De cette manière, les performances du modèle semi-distribué à l'intérieur des bassins peuvent être comparées à celles du modèle global.

5.4.1.2 Paramétrage uniforme par un calage multi-site

Les paramètres sont identiques entre les mailles (sauf le paramètre X4 qui est distribué sur les mailles) et ils sont calés en utilisant le **débit observé à l'exutoire ET sur les points intérieurs** des bassins versants. La fonction objectif utilisée par l'algorithme de calage est la moyenne des critères de calage qui sont calculés sur les points intérieurs jaugés et à l'exutoire des bassins versants. C'est un calage multi-site avec **un paramétrage uniforme** qui utilise la totalité des observations disponibles. Par la suite, nous nommons cette stratégie ***XU-EXUPI***.

Par ailleurs, nous chercherons à valider spatialement cette stratégie d'optimisation : il s'agit d'évaluer les performances du modèle semi-distribué sur des points qui n'ont pas été utilisés pour l'optimisation des paramètres. Pour cela, les paramètres seront calés par rapport aux débits mesurés par l'ensemble des stations de jaugeage sauf une sur laquelle nous évaluerons la précision des simulations de débit. Dans le cas où plusieurs stations de jaugeage sont disponibles, tous les cas possibles seront testés. Par la suite, nous nommons cette stratégie ***VAL-SPA.***

5.4.1.3 Paramétrage semi-distribué par un calage multi-site séquentiel

Il s'agit d'un **calage séquentiel multi-site** avec un **paramétrage distribué sur les sous-bassins** jaugés (Lerat et al. 2012a) :

- On commence par caler un jeu de paramètres sur le sous-bassin jaugé en amont, par rapport aux débits observés à son exutoire (celui du sous-bassin), avec un paramétrage uniforme : les paramètres sont identiques (sauf le paramètre X4 qui est distribué) sur les mailles du sous-bassin.
- Ensuite, un autre jeu de paramètres est calé sur le sous-bassin intermédiaire par rapport au débit observé sur le prochain point intérieur jaugé en aval (qui correspond à l'exutoire du sous-bassin intermédiaire).

On répète cette procédure jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Il y a donc autant de calages qu'il y a de stations de jaugeage. Autrement dit, il y autant de jeux de paramètres que de points intérieurs jaugés : **le paramétrage est uniforme sur les mailles appartenant au même sous-bassin jaugé** (amont ou intermédiaire) mais **les paramètres sont différents entre les sous-bassins jaugés**. De cette manière, le paramétrage du modèle semi-distribué est distribué sur les sous-bassins amont et intermédiaires par rapport aux observations de débit disponibles à l'intérieur du bassin versant.

Notons que chaque sous-bassin intermédiaire bénéficie indirectement des observations de débit des stations amont puisque le débit simulé sur le sous-bassin amont jaugé est propagé vers l'exutoire du sous-bassin intermédiaire. Par la suite, nous nommons cette stratégie ***XD-SEQ.***

5.4.2 Evaluation des stratégies de paramétrage du modèle semi-distribué

5.4.2.1 Impact d'un paramétrage uniforme sur la simulation des débits

Les simulations de débit du modèle semi-distribué M2 avec le maillage C sont évaluées par rapport aux débits observés à l'exutoire et aux points intérieurs des bassins versants pour les différentes stratégies d'optimisations testées avec un paramétrage uniforme (Figure 35). On constate que :

- Un paramétrage uniforme du modèle semi-distribué M2 par rapport au débit observé à l'exutoire du bassin versant (XU-EXU) est performant mais les simulations obtenues à l'intérieur du bassin ne sont pas de bonne qualité. Par rapport au modèle global de référence GR5 calé sur les observations de débit de chaque sous-bassin jaugé, le critère C2M chute de 0.090 (de 0.675 à 0.585) en moyenne sur 86 sous-bassins (Figure 35).
- Un paramétrage uniforme du modèle semi-distribué M2 par rapport à l'ensemble des observations de débit disponibles sur le bassin (XU-EXUPI) permet d'obtenir un meilleur compromis en termes de qualité des simulations de débit obtenues à l'exutoire et sur les points intérieurs du bassin. Par rapport à la stratégie de paramétrage XU-EXU, le gain de performance est de 0.053 (de 0.585 à 0.638) sur le critère C2M moyen à l'intérieur du bassin mais

les performances chutent de 0.031 (de 0.730 à 0.699) sur le critère C2M moyen à l'exutoire du bassin (Figure 35).

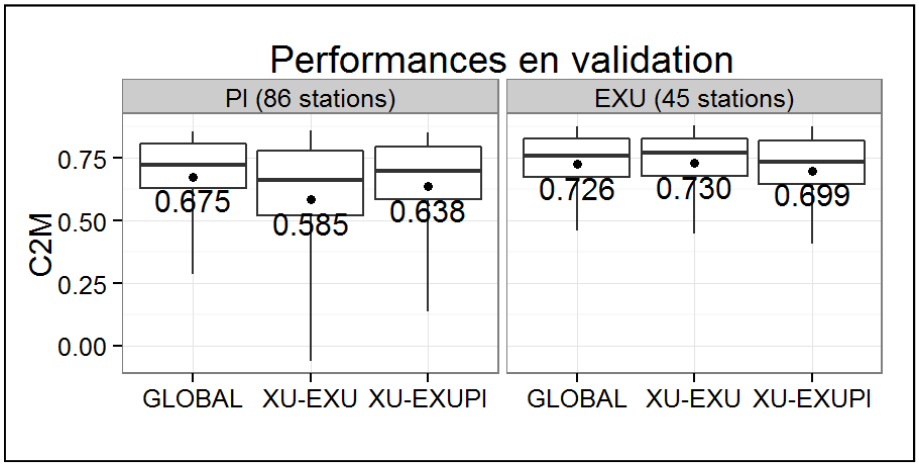


Figure 35 : Performances en validation calculées pour modèle global de référence GR5 (GLOBAL) et pour deux stratégies de paramétrage uniforme du modèle semi-distribué M2 avec le maillage C (XU-EXU et XU-EXUPI) à l'exutoire de 45 bassins versants (EXU) et sur 86 points intérieurs (PI).

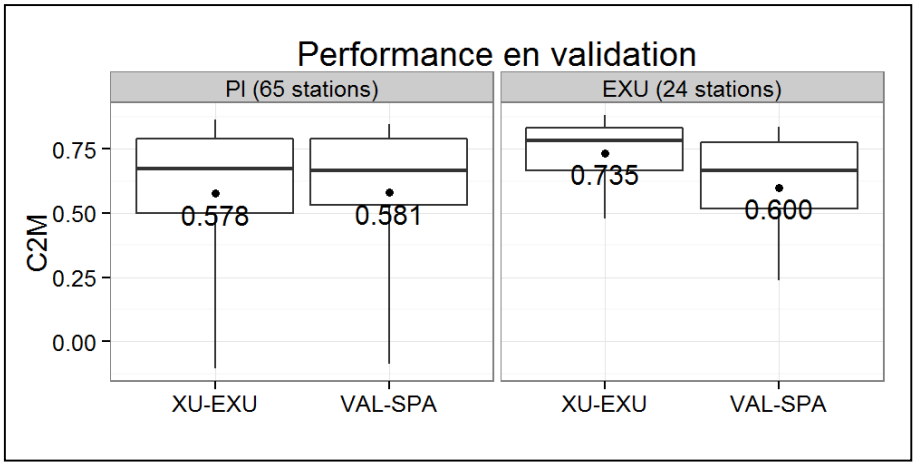


Figure 36 : Performances en validation calculées pour deux stratégies de paramétrage uniforme (XU-EXU, VAL-SPA) du modèle semi-distribué M2 avec le maillage C sur les bassins versants qui contiennent au moins deux stations de jaugeage à l'intérieur du bassin, soient 24 bassins versants (EXU) et 65 points intérieurs (PI).

La Figure 36 présente les performances obtenues en validation avec les stratégies de paramétrage uniformes sur les bassins qui contiennent un minimum de trois stations de jaugeage (une à l'exutoire et au moins deux à l'intérieur). Rappelons que pour la stratégie VAL-SPA les performances sont calculées sur le point intérieur jaugé qui n'a pas été utilisé pour l'optimisation des paramètres. A l'exutoire, la stratégie VAL-SAP correspond au cas où le modèle semi-distribué est calé par rapport aux observations de débit à l'intérieur du bassin, sans utiliser celles de l'exutoire.

Bien que la stratégie de paramétrage XU-EXUPI permette d'obtenir de meilleures simulations de débit sur les points intérieurs jaugés (qui ont été utilisés pour l'optimisation des paramètres), les performances obtenues en d'autres points du bassin sont aussi mauvaises que celles du modèle semi-distribué calé à l'exutoire : le critère C2M moyen sur 65 stations intérieures vaut respectivement 0.578 et 0.581 pour les stratégies XU-EXU et XU-EXUPI (Figure 36). De même, si le modèle semi-distribué est calé par rapport aux observations de débit disponibles à l'intérieur du bassin uniquement, les performances du modèle calculées à l'exutoire des bassins sont comparables à celles obtenues sur les points intérieurs (respectivement 0.600 sur 24 stations et 0.578 sur 65 stations) et elles sont fortement dégradées par rapport à un calage des paramètres à l'exutoire (Figure 36).

Ces résultats montrent qu'il est difficile d'obtenir des simulations de débit de qualité sur les points du bassin versant qui ne sont pas jaugés. Lorsque le paramétrage est uniforme sur le bassin versant, le modèle semi-distribué est performant sur les stations qui ont servi à son optimisation, mais il est difficile d'obtenir d'aussi bonnes performances ailleurs.

5.4.2.2 Impact d'un paramétrage distribué sur la simulation des débits

Les déficiences des modèles (semi-)distribués pour la simulation des débits sur les points intérieurs des bassins sont souvent interprétées comme la conséquence d'une mauvaise méthode de spatialisation des paramètres (Hundecha et al. 2008; Pokhrel and Gupta 2010; Samaniego et al. 2010). Or, la spatialisation des paramètres est la principale difficulté de la modélisation pluie-débit (semi-)distribuée (cf. 5.2.3.1).

Afin d'analyser l'impact d'un paramétrage distribué sur les simulations de débit du modèle semi-distribué M2, nous utilisons un calage séquentiel pour spatialiser les paramètres sur les sous-bassins jaugés (XD-SEQ). La précision des simulations de débit obtenues à l'exutoire et sur les points intérieurs des bassins versants sont comparées à celles du modèle semi-distribué avec un paramétrage uniforme (Figure 37) :

- La distribution des paramètres permet de préserver les performances du modèle global sur les points intérieurs (Figure 37). Ce résultat était attendu puisque, dans le cas du calage séquentiel, les paramètres du modèle global et semi-distribué sont optimisés par rapport aux mêmes données d'observation : le débit mesuré sur chaque point intérieur jaugé.
- L'amélioration des simulations de débit sur les point intérieurs du modèle semi-distribué (grâce à la spatialisation des paramètres) se répercute à l'exutoire des bassins : le critère C2M moyen augmente de 0.730 à 0.738 entre un paramétrage uniforme XU-EXU et un paramétrage distribué sur les sous-bassins jaugés XD-SEQ (Figure 37).

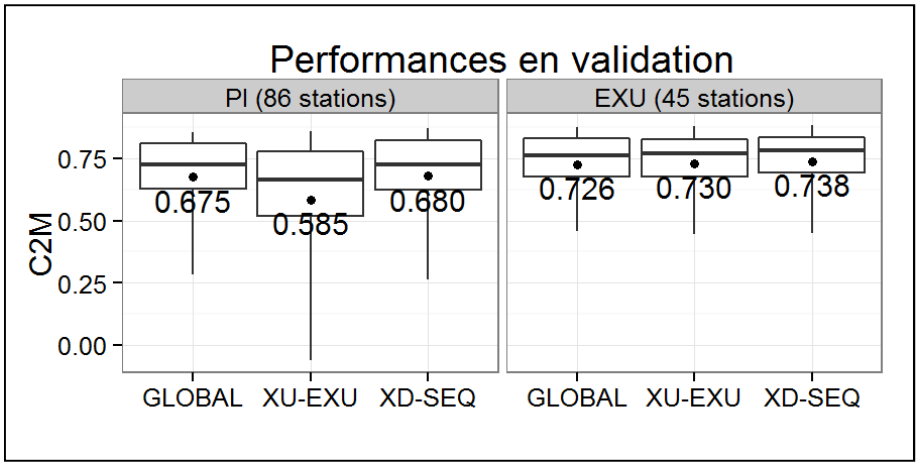


Figure 37 : Performances en validation calculées pour le modèle global de référence GR5 (GLOBAL) et pour des paramétrages uniforme et distribué du modèle semi-distribué M2 avec le maillage C (XU-EXU et XD-SEQ) à l'exutoire de 45 bassins versants (EXU) et sur 86 points intérieurs (PI).

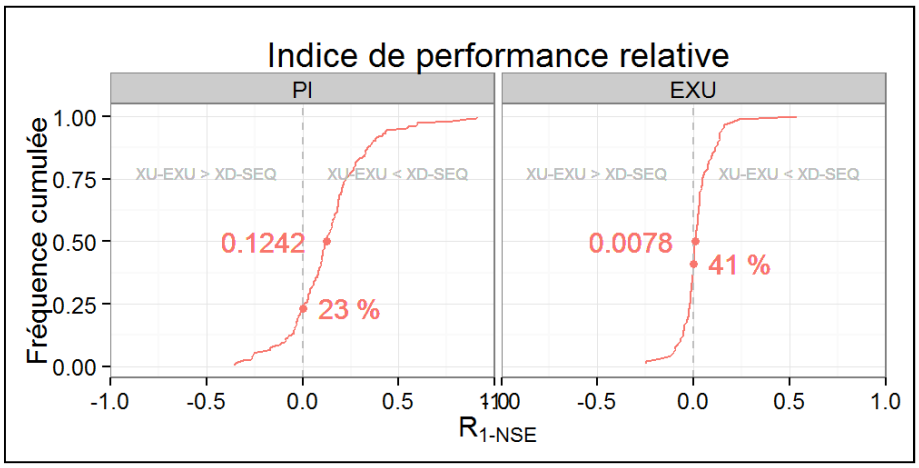


Figure 38 : Indice de performance relative entre un paramétrage uniforme (XU-EXU) et distribué (XD-SEQ) du modèle semi-distribué M2 avec le maillage C à l'exutoire de 45 bassins et sur 86 points intérieurs (PI).

La Figure 38 présente la distribution de l'indice de performance relative $R_{1\text{-}NSE}$ du modèle semi-distribué M2 calculé pour deux périodes de validation de cinq ans entre un paramétrage uniforme et semi-distribué. La Figure 39 présente pour chaque bassin la valeur de l'indice de performance relative calculé sur les points intérieurs et à l'exutoire. Nous constatons que :

- Bien que le paramétrage distribué améliore les simulations de débit à l'exutoire des bassins dans 59% des cas, certains bassins versants restent mieux modélisés avec un paramétrage uniforme (Figure 38). Ceci peut être la conséquence des dégradations des simulations de débits sur les points intérieurs (observées dans 23% des cas) qui impactent les simulations de débit à l'exutoire (Figure 38).

- Les dégradations les plus importantes des performances du modèle semi-distribué induites par la spatialisation des paramètres sont observées à l'exutoire des bassins de l'Essonne, la Bruche, la Saulx, le Grand Morin et la Dronne (Figure 39). Pourtant, les performances sont améliorées sur les points intérieurs de ces bassins (Tableau 8).
- A l'opposé, les plus fortes améliorations sont observées à l'exutoire des bassins de l'Epte, l'Hérault et le Gardon (Figure 39) qui bénéficient d'une meilleure précision des simulations de débit obtenues sur les points intérieurs grâce à la spatialisation des paramètres du modèle semi-distribué (Tableau 8).

Il est difficile d'expliquer les causes des dégradations des performances du modèle semi-distribué entre un paramétrage uniforme et distribué. Ceci peut être la conséquence d'un mauvais paramétrage dû à des erreurs résiduelles dans les données de débit utilisées lors de l'optimisation séquentielle, ou d'une mauvaise performance du modèle pluie-débit sur un sous-bassin dont le comportement hydrologique est complexe et qui ne serait pas convenablement modélisé par le modèle. Par exemple, les bassins de la Bruche et de la Saulx reposent sur des zones de roches fracturées ou karstiques (Tableau 8) qui peuvent entraîner des pertes (ou gain) dans le bilan hydrologique du bassin et qui sont difficiles à prendre en compte dans une modélisation spatialisée. De plus, la structure du modèle GR5 n'est pas bien adaptée aux bassins de nappe (cf. Chapitre 4) sur lesquelles les simulations de débit peuvent être à la fois améliorées (l'Epte) ou dégradées (l'Essonne) par la spatialisation des paramètres du modèle semi-distribué (Tableau 8). Néanmoins, de manière générale, les débits simulés à l'exutoire des bassins rapides bénéficient fortement des améliorations obtenues sur les points intérieurs parce que les phénomènes de propagation hydrauliques y sont prépondérants.

Ces tests montrent que la distribution des paramètres du modèle semi-distribué peut mener à de grandes améliorations sur la simulation des débits (Figure 39 - Tableau 8). Malheureusement, le calage séquentiel n'est pas une méthode robuste à 100% pour spatialiser les paramètres puisqu'il peut déstabiliser les simulations semi-distribuées de débit à l'exutoire de certains bassins versants.

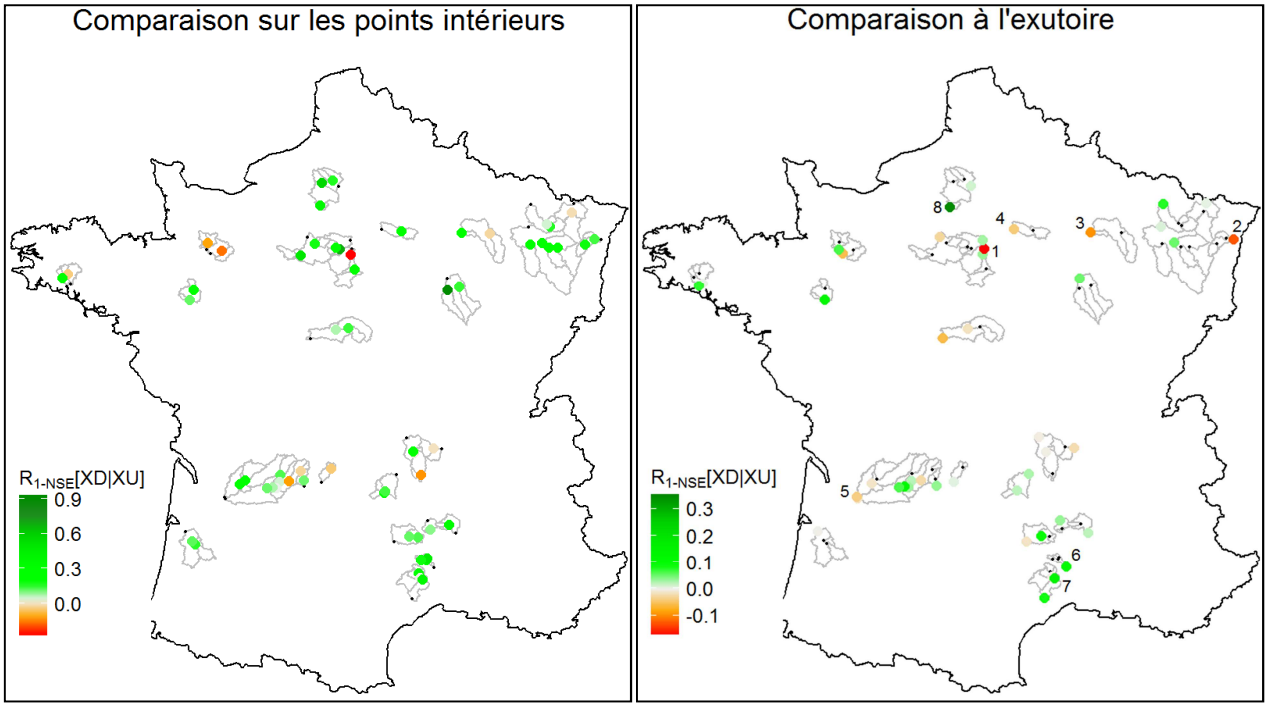


Figure 39 : Répartition géographique de l'indice de performance relative du modèle semi-distribué M2 entre un paramétrage uniforme (XU-EXU) et distribué (XD-SEQ) calculé aux points intérieurs (gauche) et à l'exutoire (droite) des bassins versants. Les numéros identifient des bassins versants particuliers qui sont discutés dans le Tableau 8.

ID	Bassin Versant	Surface (km²)	Points intérieurs NSE[XU – XD]	Exutoire NSE[XU – XD]	Caractéristique
1	L'Essonne à Ballancourt	1858	-0.05 – 0.39 0.64 – 0.38	0.51 – 0.33	Bassin de nappe
2	La Bruche à Holtzheim	677	0.78 – 0.84 0.73 – 0.80	0.87 – 0.82	Roche cristalline facturée*
3	La Saulx à Vitry-en-Perthois	2109	0.89 – 0.89 0.69 – 0.80	0.92 – 0.90	Aquifère karstique*
4	Le Grand Morin à Pommeuse	769	0.76 – 0.85	0.85 – 0.83	-
5	La Dronne à Coutras	2791	0.80 – 0.87 0.87 – 0.92	0.91 – 0.90	-
6	Le Gardon de Mialet	244	0.19 – 0.64 0.20 – 0.74 0.67 – 0.78	0.78 – 0.82	Bassin rapide
7	L'Hérault à Laroque	916	0.83 – 0.83 0.76 – 0.81	0.86 – 0.90	Bassin rapide
8	L'Epte à Fourges	1385	0.49 – 0.86 -5.20 – -0.27	0.65 – 0.83	Bassin de nappe

Tableau 8 : Liste des bassins versants particuliers identifiés sur la Figure 39. Les bassins sont classés par ordre croissant des améliorations. (*) D'après la carte hydrogéologique du BRGM dressées par J. Margat (1978).

5.5 Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons cherché à développer une version semi-distribuée du modèle pluie-débit global GR5. Quatre structures différentes ont été proposées et testées sur un échantillon de 45 bassins versants en termes de robustesse du paramétrage et de qualité des simulations de débits évaluées à l'exutoire et à l'intérieur des bassins versants.

Nous avons montré que certaines structures semi-distribuées sont sensibles à l'échelle de discrétisation du bassin versant et ne peuvent pas être appliquées à des résolutions spatiales grossières sans dégrader les performances des simulations de débit. Au contraire, d'autres structures spatialisées sont insensibles à la discrétisation spatiale et se comportent comme le modèle global de référence GR5. Par ailleurs, certaines structures semi-distribuées s'exposent au problème d'équifinalité, ce qui complique l'estimation des paramètres par optimisation, et impacte la robustesse du modèle.

Le meilleur compromis pour la spatialisation du modèle global GR5 consiste en une modélisation pluie-débit globale GR5 appliquée sur chaque sous-bassin, suivie d'un routage des contributions de chaque maille par un simple décalage temporel, à travers le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Afin de limiter la redondance des paramètres de routage, le routage sur les versants est déterminé par une loi empirique entre le temps de base de l'hydrogramme unitaire et la taille des sous-bassins. Cette structure est pratique et utilisable sur un grand nombre de bassins versants puisque seulement 6 paramètres doivent être estimés.

Bien que nous n'ayons pas réussi à définir une méthode totalement robuste pour distribuer les paramètres du modèle semi-distribué, cette structure est capable de prendre en compte explicitement la variabilité spatiale de précipitations. Un paramétrage uniforme du modèle semi-distribué ne permet pas de maintenir une qualité optimale des simulations de débit obtenues à l'intérieur des bassins par rapport à un modèle global calé sur ces derniers. Néanmoins, les simulations semi-distribuées de débit restent cohérentes puisque les performances sont relativement bonnes aux points intérieurs du bassin (NSE > 0.50).

Enfin, nous avons montré que les performances du modèle semi-distribué avec un paramétrage uniforme sur le bassin sont aussi bonnes que celles du modèle global GR5 et améliorent significativement les simulations de débit à l'exutoire des bassins versants sur certains événements de crue. De plus, les performances du modèle sont stables entre différentes échelles de spatialisation et restent précises à l'exutoire des bassins. Ainsi, le modèle développé est un modèle semi-distribué bien adapté pour étudier l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la simulation des débits à l'exutoire des bassins et nous l'utiliserons pour la suite de nos travaux de recherche.

TROISIÈME PARTIE

LE MODÈLE SEMI-DISTRIBUÉ COMME OUTIL D'ANALYSE

Chapitre 6

6 When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation on 3620 flood events[8]

F. Lobligeois[1], V. Andréassian[1], C. Perrin[1], P. Tabary[2] and C. Loumagne[1]

[1] {Irstea, Hydrosystems and Bioprocesses Research Unit, Antony, France}

[2] {Direction des Systèmes d'Observation - Météo France, Toulouse, France}

Correspondence to: F. Lobligeois (florent.lobligeois@irstea.com)

6.1 Abstract

Precipitation is the key factor controlling the high-frequency hydrological response in catchments, and streamflow simulation is thus dependent on the way rainfall is represented in the hydrological model. A characteristic that distinguishes distributed from lumped models is the ability to explicitly represent the spatial variability of precipitation. Although the literature on this topic is abundant, the results are contrasted and sometimes contradictory. This paper investigates the impact of spatial rainfall on runoff generation to better understand the conditions where higher-resolution rainfall information improves streamflow simulations. In this study, we used the rainfall reanalysis developed by Météo-France over the whole French territory at 1-kilometer and 1-hour resolution over a 10-year period. A hydrological model was applied in the lumped mode (a single spatial unit) and in the semi-distributed mode using three unit sizes of sub-catchments. The model was evaluated against observed streamflow data using split-sample tests on a large set of 181 French catchments representing a variety of size and climate conditions. The results were analyzed by catchment classes and types of rainfall events based on the spatial variability of precipitation. The evaluation clearly showed different behaviors. The lumped model performed as well as the semi-distributed model in western France where catchments are under oceanic climate conditions with quite spatially uniform precipitation fields. In contrast, higher resolution in precipitation inputs significantly improved the simulated streamflow dynamics and accuracy in southern France (Cévennes and Mediterranean regions) for catchments in which precipitation fields were identified to be highly variable in space. In all regions, natural variability allows for contradictory examples to be found, showing that analyzing a large number of events over varied catchments is warranted.

[8] Article (sous presse) soumis à Hydrology and Earth System Science le 10 Septembre 2013, publié en discussion le 16 Octobre 2013 dans Hydrology and Earth System Science Discussion, accepté pour publication le 14 Janvier 2014 by Prof. Remko Uijlenhoet.

6.2 Introduction

A review of the hydrologic literature shows that there is no consensus on the impact of spatial resolution on the performance of hydrological models (e.g., Reed et al. 2004; Smith et al. 2012). There are several reasons for that. First, most previous studies have been limited to a single or a few catchments (Ajami et al., 2004; Bell and Moore, 2000; Das et al., 2008; Finnerty et al., 1997; Lindström et al., 1997; Reed et al., 2004; Smith et al., 2004; Smith et al., 2012; Winchell et al., 1998; Zhang et al., 2004), which makes conclusions highly dependent on the characteristics of the catchments studied. Interestingly, their contradictory conclusions show that the impact of the rainfall spatial distribution on runoff depends on catchment and event characteristics (Segond et al., 2007; Singh, 1997; Tetzlaff and Uhlenbrook, 2005; Viglione et al., 2010; Woods and Sivapalan, 1999; Zoccatelli et al., 2011). Second, many studies are virtual experiments based on synthetic flows, in which model simulations are compared to other simulations chosen as reference. This makes it difficult to reach conclusions transposable to actual case studies (Andréassian et al., 2004; Das et al., 2008). Last, the parameterization strategies used may introduce a bias in the evaluation of modeling approaches with different resolutions if parameters are not recalibrated or rescaled at each spatial resolution investigated (Kampf and Burges, 2007; Koren et al., 1999; Kumar et al., 2013; Morin et al., 2001; Samaniego et al., 2010).

That being said, the sensitivity of hydrological simulations to the spatial variability of precipitation inputs has been an active research area over the last three decades. There are at least two origins for this sensitivity: (i) the density of the precipitation measurement network, which more or less finely samples the actual precipitation field, and (ii) the inadequacy of the rainfall-runoff models' structure and spatial discretization. This review will not examine the first point, which has already been widely studied. All authors agree that spatial rainfall measurement is important at all scales and that its importance increases as catchment size decreases (Beven and Hornberger 1982; Ogden and Julien 1993; Michaud and Sorooshian 1994; Obled et al. 1994; Faures et al. 1995; Shah et al. 1996; Winchell et al. 1998; Sun et al. 2000; Carpenter et al. 2001; Andréassian et al. 2001; Berne et al. 2004; Arnaud et al. 2011; Vaze et al. 2011; Emmanuel et al. 2012).

Let us here focus on the relationship between spatial rainfall representation and runoff response. Results presented in the literature are contrasted and sometimes contradictory. Several studies concluded that including more detailed information on rainfall spatial distribution improves discharge simulation, whereas other studies have, surprisingly, shown the lack of significant improvement in simulations. A variety of studies have shown little (or no) impact of explicitly accounting for rainfall variability and several authors have suggested that a correct assessment of the rainfall input volume is more important than the rainfall spatial pattern itself (even in a highly spatially variable pattern) for simulating streamflow hydrographs (Andréassian et al., 2001; Beven and Hornberger,

1982; Naden, 1992; Obled et al., 1994; Woods and Sivapalan, 1999). Other studies have tested different modeling configurations, from lumped to (semi-) distributed, to investigate the impact of spatial precipitation inputs on streamflow simulations. Many of them reported that increased resolution in space had little effect on the model's performance and that distributed modeling approaches may not always provide improved outlet simulations compared to lumped approaches (Ajami et al., 2004; Apip et al., 2012; Bell and Moore, 2000; Das et al., 2008; Lindström et al., 1997; Liu et al., 2012; Naden, 1992; Nicòtina et al., 2008; Obled et al., 1994; Reed et al., 2004; Refsgaard and Knudsen, 1996; Smith et al., 2004; Zhang et al., 2004).

However, other studies have found that runoff prediction errors were considerably higher when spatially averaged rainfall was used and that including explicit information on rainfall spatial distribution improves the quality of predicted streamflow (Bonnifait et al., 2009; Carpenter and Georgakakos, 2006; Cole and Moore, 2008; Dodov and Foufoula-Georgiou, 2005; Krajewski et al., 1991; Ogden and Julien, 1994; Saulnier and Le Lay, 2009; Singh, 1997; Tramblay et al., 2011; Winchell et al., 1998; Yu et al., 2012). Among these studies, some have underlined that the improvements in streamflow modeling were not systematic (Arnaud et al., 2011; Koren et al., 2004; Nicòtina et al., 2008; Segond et al., 2007; Tetzlaff and Uhlenbrook, 2005; Viglione et al., 2010; Winchell et al., 1998). They argued that improvements were only significant in catchments with significant spatial rainfall variability (Arnaud et al., 2002; 2011; Koren et al., 2004) and for large catchments due to the greater need for distributed consideration of spatial rainfall gradients (Nicòtina et al., 2008; Vaze et al., 2011). Others have attempted to explain the differences by different runoff-generating processes, strongly dependent on soil characteristics and soil moisture, which interacts with rainfall characteristics (Merz and Blöschl, 2009; Merz et al., 2006; Nicòtina et al., 2008; Norbiato et al., 2009; Penna et al., 2011; Viglione et al., 2010). These points of view suggest that rainfall-runoff processes are strongly variable between catchments and rainfall events.

It is our opinion that the previous studies have investigated too few catchments and too few flood events to draw any definitive conclusions. To reach general conclusions on the link between rainfall spatial variability and hydrological model performance, this paper presents tests made on a large set of events showing various spatial patterns of precipitation fields in different types of hydroclimatic conditions: this study uses a large set of 3620 flood events observed on 181 catchments in France representing a variety of conditions. A common model set-up, calibration and testing framework was applied for the various modeling options tested.

The catchment set and hydrological model are presented in section 2. Section 3 details model implementation and the methods used to evaluate the streamflow simulations. Then the results are discussed in section 4, starting from the analysis of the entire data set and then distinguishing different behaviors. The conclusions are summarized in section 6.

6.3 Data and study area

6.3.1 A high-resolution precipitation data set

Weather radar provides rainfall estimates with high temporal and spatial resolution, but unfortunately, despite the major progress that has been made over the past decades on understanding and correcting radar errors, radar quantitative precipitation estimation products may still occasionnally suffer from biases that may significantly affect rainfall-runoff simulations. Consequently, the benefit that could be gained from the improved spatial resolution of rainfall estimates has often been limited in hydrological applications (Biggs and Atkinson 2011; Borga 2002; Delrieu et al. 2009; Emmanuel et al. 2011; Krajewski et al. 2010).

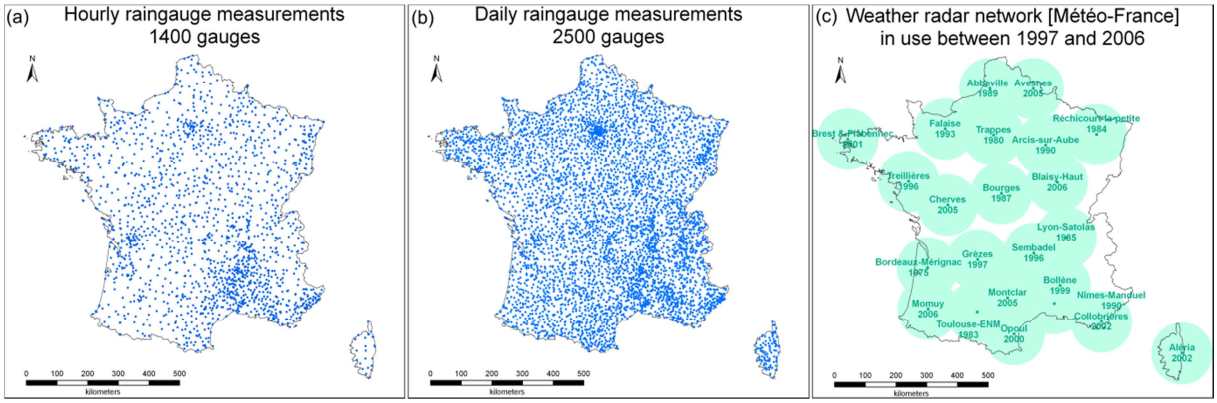


Figure 40 : Structures of the operational measurement network for precipitation estimates between 1997 and 2006. (a) automatic hourly rain gauge network ; (b) daily manual rain gauge network; (c) Theoretical coverage of the weather radar (location name and year of installation are indicated).

Météo-France, the French national weather service, has recently produced a 10-year (1997–2006) quantitative precipitation reanalysis at the hourly time step and 1-km² spatial resolution (Tabary et al., 2012). This reference data set combines all the information available in the operational archives (manual and automatic rain gauges as well as weather radars) in order to obtain the best precipitation estimation over France (550,000 km²). Figure 40 presents the location of available weather radar and rain gauge data in operation between 1997 and 2006. The French operational network was based on 13 radars in 1997 and 10 additional radars have been deployed over the 1997–2006 period, increasing the total number of operational radars to 23 in 2006. The ground measurement network consists of 1400 automatic and 2500 manual rain gauges (from which hourly and daily time series, respectively, can be derived).

We give a short description of the procedure followed by Météo-France to establish the reanalysis, but further detail can be found in Tabary et al. (2012). These data treatments are based on the op-

erational experience of radar data processing at Météo-France. The precipitation data from the rain gauge network are routinely checked and corrected by expert systems. The radar network provides reflectivity images every 5 min, which are pre-processed before being merged with rain gauge data. The reflectivity images are corrected for residual ground-clutter, clear air echoes (insects, dusts ...), partial beam blocking and undersampling effects before being converted into rainfall rates using the Marshall Palmer Z-R relationship. Daily calibration factors are computed for every 1 km² pixel by comparing 24-hour accumulated radar rainfall rates and daily rain gauge estimates computed from hourly and daily gauge measurements by kriging with external drift. Hourly radar rainfall accumulations are then corrected using the daily calibration factors. Finally, hourly precipitation accumulation fields are computed from the available hourly (calibrated) radar and rain gauge data using kriging with external drift. For the time steps when no radar data are available or in case no calibration factor can be computed, the composite map is filled by ordinary kriging of hourly rain gauge data.

The final composite 1-km² hourly rainfall estimates have been successfully validated against independent hourly rain gauge data (not used for the whole reanalysis process) over 1 year in southeastern France (Tabary et al., 2012). Hence, the reanalysis can be considered to provide reliable hourly precipitation estimations with high spatial resolution suitable to investigate the impact of rainfall spatial variability on the catchment response.

6.3.2 Catchment data set

A large set of 181 French catchments (see Figure 41) was selected to run semi-distributed rainfall-runoff simulations. Hourly discharge data at the basin outlets were obtained from the HYDRO national archive (www.hydro.eaufrance.fr) for the 10-year period of the rainfall reanalysis (1997–2006). Since weather radar measurements are considered accurate within a 100-km radius, the catchments were selected within this distance.

The catchment data set represents a wide variety of physiographical and hydroclimatic conditions (Table 1), ranging from oceanic to Mediterranean. This catchment set consists of small to medium-size catchments, with 32 catchments smaller than 100 km² and 27 catchments larger than 1000 km². The largest catchment is the Moselle at Custines (6,834 km²) in northeastern France. The characteristics of rainfall events on these catchments also vary, with both stratiform and convective events with a wide range of intensities. Higher values of the rainfall intensity coefficient (calculated as the ratio between the 99th percentile and the mean hourly precipitation) and lower values of the streamflow 6-hour autocorrelation coefficient (Table 1) are found in basins located in southeastern France in the Cévennes region and Mediterranean area where strong convective storms and flash floods are frequent (Berne et al., 2009; Delrieu et al., 2005; Javelle et al., 2010; Saulnier and Le Lay, 2009). Note that mountainous catchments were intentionally not selected here due to large uncer-

tainties in radar measurements. Hence, there is no significant snow influence in the catchments studied.

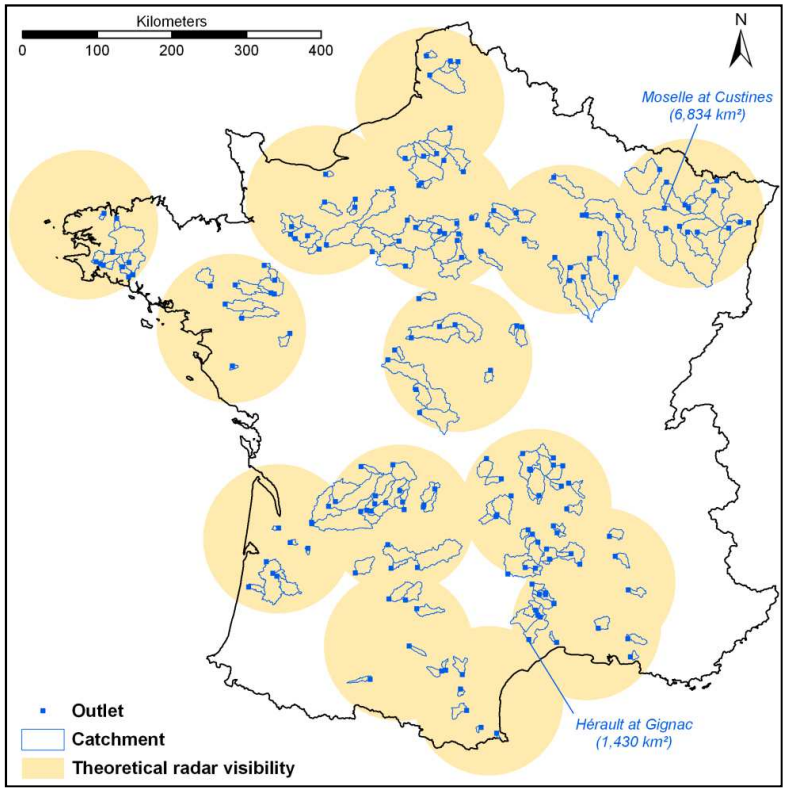


Figure 41 : Location of the 181 French catchments used in this study.

Basin characteristics	Min	Median	Max
Drainage area (km²)	16	264	6834
Mean elevation (m)	41	250	1276
Mean slope (-)	0.01	0.06	0.37
Annual runoff, *Q* (mm)	57	307	1228
Annual precipitation, *P* (mm)	489	913	1841
Annual potential evapotranspiration, *PE* (mm)	556	696	892
Runoff coefficient, *Q/P* (-)	0.10	0.33	0.80
Aridity index, *P/PE* (-)	0.55	1.33	2.85
Rainfall intensity coefficient, P_{99}/P_m (-)	14	19	28
Streamflow 6-hour autocorrelation (-)	0.52	0.97	1.00

Table 1 : Summary of physiographical and hydrometeorological characteristics of the catchment set. The rainfall intensity coefficient is the ratio between the 99th percentile P_{99} and the mean hourly precipitation P_m.

6.4 Methodology

6.4.1 Semi-distributed rainfall-runoff model

We used a semi-distributed model derived from the work of Lerat (2009). It is based on the GR5H hourly lumped rainfall-runoff model proposed by Le Moine (2008) (Figure 42). The GR5H model only has five free parameters (see Figure 42 and Table 2).

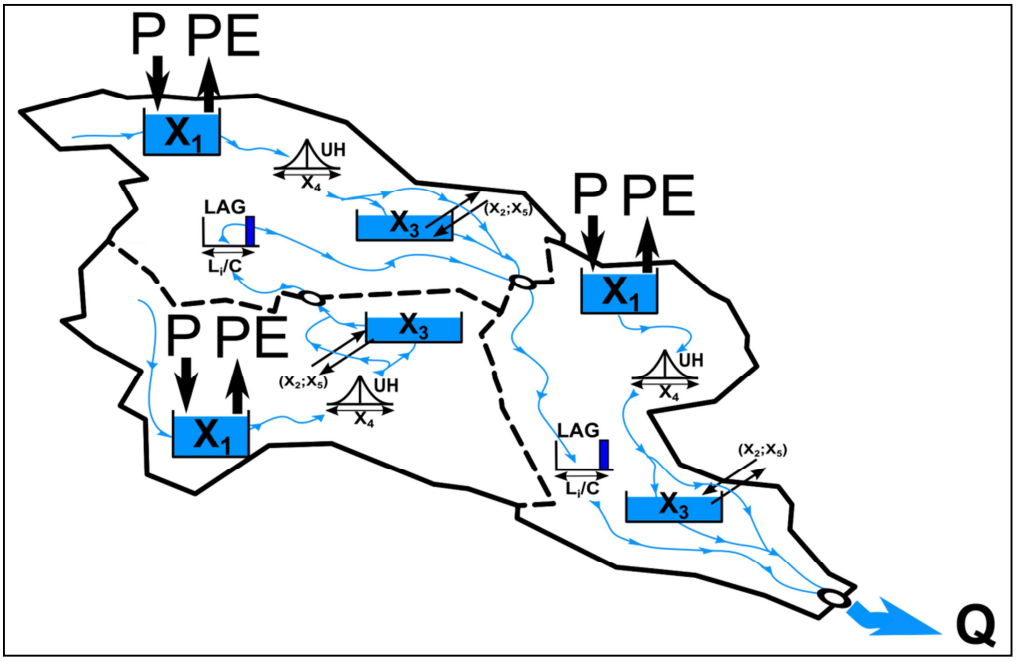


Figure 42: Schematic representation of the semi-distributed version of the GR5H rainfall-runoff model

Model parameter	Description
X_1	Production (soil moisture accounting) store capacity (mm)
X_2	Groundwater exchange coefficient (-)
X_3	Time base of the unit hydrograph (h)
X_4	Routing store capacity (mm)
X_5	Threshold for groundwater exchange (-)
C	Average celerity in the river network (m/s)

Table 2 : List of the parameters for the semi-distributed version of the conceptual rainfall-runoff GR5H model.

In the semi-distributed model, the catchment is divided into hydrologic units (i.e. sub-catchments) following the drainage network. A digital elevation model was used to build the sub-catchments (O'Callaghan and Mark, 1984). We chose to use sub-catchments of roughly the same size (Figure 26). Mean rainfall is calculated for each sub-catchment (Figure 29) and used as input to the GR5H model applied in lumped mode to simulate the outflow of each hydrological unit. Then a channel-routing method is used to route the sub-catchment flows to the downstream catchment outlet

through the river network. Given the steep mean slope (greater than 0.01) for all the catchments (Table 1), the kinematic wave approximation can be considered valid to route natural flow in the river network (Henderson, 1966; Morris and Woolhiser, 1980). In this study, the linear lag propagation model (Bentura and Michel, 1997) was found to provide a satisfactory level of efficiency compared to more sophisticated channel routing methods. This is in agreement with the results of Lerat et al. (2012). This function has a single free parameter: average river flow celerity C ($m.s^{-1}$).

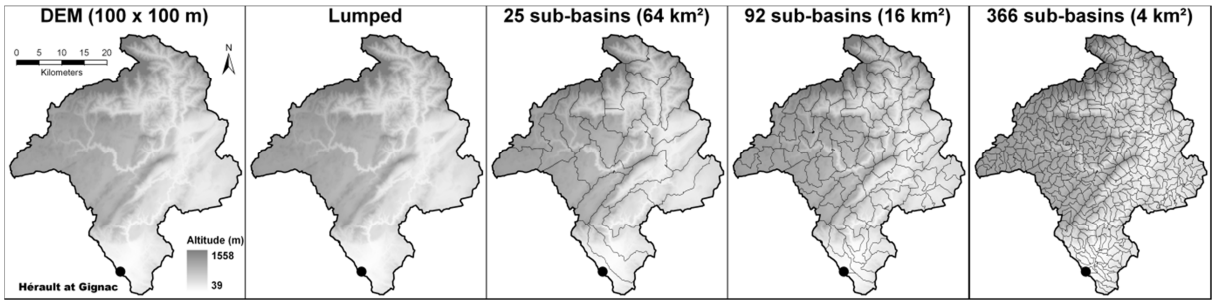


Figure 43 : Example of lumped and semi-distributed catchment discretizations (with unit sizes of 64, 16 and 4 km²) for the Hérault catchment at Gignac (1430 km²).

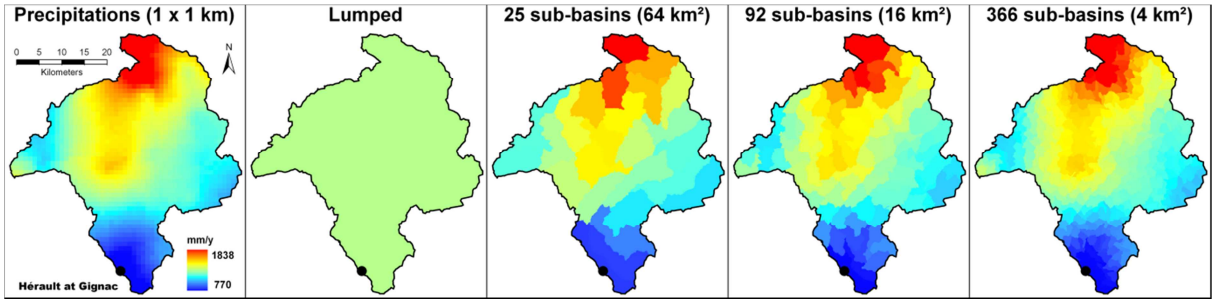


Figure 44 : Distributed precipitation forcing (10-year average) for the catchment discretizations of the Hérault catchment at Gignac (1430 km²) shown in Figure 26.

The sensitivity of streamflow simulations to the spatial resolution of rainfall estimates was investigated by testing the semi-distributed rainfall-runoff model for three sizes of sub-catchments: 64 km² (SD64), 16 km² (SD16) and 4 km² (SD04) (Figure 26). The number of sub-catchments per catchment ranges between 2 and 108 for SD64, 2 and 432 for SD16, 4 and 1733 for SD04. In each case, the sub-catchment rainfall-runoff models were fed with rainfall inputs averaged over the sub-catchment, as illustrated in Figure 29. The lumped configuration was also tested to serve as a reference, using precipitation averaged over the whole catchment as input.

6.4.2 Model parameterization and calibration

The calibration of a distributed or semi-distributed model is a complex task (Carpenter and Georgakakos, 2006; Lerat et al., 2012; Pechlivanidis et al., 2010; Pokhrel and Gupta, 2011) since the number of unknown parameters is magnified, with higher risks of overparameterization, equifinali-

ty and non-identifiability issues (Beven, 1993, 1996, 2001; Götzinger and Bárdossy, 2007; Kirchner, 2006). Pokhrel and Gupta (2011) even argued that calibration of spatially distributed parameter fields is impossible, since errors in model structure and data remain larger than the effect of spatial variability.

Here, we deliberately chose to let only the precipitation input vary spatially, while keeping model parameters uniform, in order to focus on the sole impact of spatial variability of precipitation on catchment response. This option is supported by the results of previous studies that reported more improvements in model performance related to the spatial distribution of the rainfall input than the distribution of model parameters (Ajami et al., 2004; Andréassian et al., 2004; Boyle et al., 2001). Thus the parameters of the semi-distributed model were constrained to be the same on all sub-catchments. Therefore, only six parameters have to be estimated: the five parameters of the GR5H model and the celerity parameter of the channel-routing method (Table 2). They are calibrated against flow measurements at the outlet of the catchment (no internal information is used). Calibration is renewed for each spatial resolution (lumped, SD64, SD16 and SD04) to overcome the scale-sensitivity of model parameters (Bárdossy and Das, 2008; Finnerty et al., 1997; Kumar et al., 2013; Samaniego et al., 2010). Investigating the impact of flow simulation at internal points within the catchment was not within the scope of this study and the reader may refer to Lerat et al. (2012) for a detailed discussion on this issue.

Given the small number of model parameters, the steepest descent local-search procedure used by Editjano et al. (1999) was deemed sufficiently robust to optimize the parameters. It was applied with the Kling-Gupta efficiency (KGE) objective function (Gupta et al., 2009). The initial parameter set to start optimization is determined by a gross pre-sampling of the parameter space using the discrete sampling method proposed by Perrin et al. (2008). This further limits the risk of the procedure being trapped in local optima.

6.4.3 Method and criteria for the evaluation of streamflow simulations

We performed split-sample calibration-validation tests (Klemeš, 1986). The 10-year study period (1997–2006) was divided into two independent 5-year sub-periods (1997–2001 and 2002–2006). Model parameters were calibrated on the first sub-period and model performance was validated on the second one, and vice-versa.

Although the model was continuously run on the periods tested, model performance was evaluated by comparing simulated and observed flow at the outlet of the catchment only for flood events, to focus on the periods when rainfall variability has the greatest influence. For each catchment, the 20 largest floods were selected, leading to a complete set of 3620 events (181 catchments x 20 events) representing a wide variety of floods. The flood events were automatically selected using the fol-

lowing procedure: (i) the maximum discharge is found, (ii) the beginning (respectively the end) of the event is defined when the previous (respectively the next) discharge is lower than a threshold discharge and (iii) if the precipitation is not null at the beginning of the event previously defined, then the beginning of the event is the first of the preceding time steps at which the precipitation is null. The threshold discharge Q_0 is defined for each event, rising limb and declining limb of the hydrograph by Eq. (8.1):

$$Q_0 = \max_{\substack{t_p-240<t<t_p \\ t_p<t<t_p+240}} \left(\mathrm{Q_p}/4 \; ; \; \mathrm{Q_m} + 0.05 \, . \left(\mathrm{Q_p} - \mathrm{Q_m} \right) \right). \quad (8.1)$$

where Q_p is the peak flow (i.e., the maximum discharge found), t_p is the time step at which the peak flow is observed, Q_m is the minimum discharge observed over the 10-day period before (respectively after) the peak flow to calculate the threshold discharge needed to define the beginning (respectively the end) of the event.

Criteria	Formula	Range	Error is null when
Kling-Gupta efficiency	$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2}$	[-∞ ; 1]	KGE = 1
Peak flow error	$\Delta Q_p = \frac{\left\lvert Q_p^{sim} - Q_p^{obs} \right\rvert}{Q_p^{obs}}$	[0 ; +∞]	$\Delta Q_p = 0$
Time to peak error	$\Delta t_p = \frac{\left\lvert t\left(Q_p^{obs}\right) - t\left(Q_p^{sim}\right) \right\rvert}{t_{end} - t_{beg}}$	[0 ; +∞]	$\Delta t_p = 0$
Volume error	$\Delta V = \frac{\sum_{j=j_1}^{j_2} \left\lvert Q_j^{sim} - Q_j^{obs} \right\rvert}{\sum_{j=j_1}^{j_2} Q_j^{obs}}$	[0 ; +∞]	ΔV = 0

Table 3 : Evaluation criteria used in this study, where *r* is the Pearson correlation coefficient between the simulated and observed flow, *β* is the ratio between the mean simulated and mean observed flow, *α* is the ratio between the simulated and observed flow variance, Q_j^{sim} and Q_j^{obs} are, respectively, the simulated and observed discharge at the time step *j*, j_1 and j_2 the beginning and the end of the flood event, Q_p^{sim} and Q_p^{obs} the simulated and observed peak, flow amplitude, $t(Q_p^{sim})$ and $t(Q_p^{obs})$ the time to the simulated and observed peak flow amplitude, with t_{beg} and t_{end} the beginning and the end of the flood event.

Table 3 presents the four event-based performance criteria used for the evaluation. The Kling Gupta Efficiency (KGE) (Gupta et al., 2009) measures the overall fit between simulated and observed flows. The peak flow, time to peak and volume errors evaluate the quality of the model simulation on the peak discharge value, timing of the peak discharge and total flow volume of the event, re-

spectively. Note that the peak flow was defined as the maximum discharge, so there was only one peak flow for each event and if several peak flows occurred on the same event only the highest peak flow was considered for the evaluation.

The relative performance index $R_m[b|a]$ formulated by Lerat et al. (2012) is used to compare the performance of modeling option *b* to modeling option *a*:

$$R_m[b|a] = \frac{\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a] - \boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]}{\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a] + \boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]}. \quad (8.2)$$

where *m* is a metric measuring the discrepancies between the simulated and observed streamflows which ranges between 0 and infinity (with *m*=0 when the error is null), Q^a and Q^b are, respectively, the discharge computed by the model (or the spatial resolution input) *a* and *b*. The $R_m[b|a]$ criterion is bounded between −1 and 1 (*m*=0 when the error is null), which limits the comparison problems on large sets of catchments arising from the of use of non-bounded criteria, as discussed by Mathevet et al. (2006), Schaefli and Gupta (2007) and Seibert (2001). Table 4 details the interpretation of R_m.

$R_m[b\|a]$	$m[Q^{obs},Q^a]/m[Q^{obs},Q^b]$	**Interpretation**
1	0	Model *a* is perfect according to the metric *m* with $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a]=0$
0.5	1/3	$\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a]$ is three times smaller (better) than $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]$
0	1	Models *a* and *b* are equal to $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a]=\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]$
-0.5	3	$\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^a]$ is three times larger (worse) than $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]$
-1	+∞	Model *b* is perfect according to the metric *m* with $\boldsymbol{m}[Q^{obs},Q^b]=0$

Table 4 : Interpretation of the relative performance index $R_m[b|a]$ comparing the performance of model *b* to the reference model *a* using a metric *m* (Lerat et al., 2012).

6.4.4 Criteria for the evaluation of rainfall spatial variability

We used two indexes to quantify and compare the spatial variability of precipitation fields: the index of spatial rainfall variability, I_σ, and the location index, I_L, proposed by Smith et al. (2004) and shown in Eq. (8.3) and Eq. (8.4) respectively. In addition, we used the catchment-scale storm velocity, V_S, proposed by Zoccatelli et al. (2011) to compute the rainfall movement index of precipitation fields, I_M, shown in Eq. (8.5) :

$$I_\sigma = \frac{\sum_{t=1}^{T} \sigma_t . P_t}{\sum_{t=1}^{T} P_t}, \tag{8.3}$$

$$I_L = \frac{\sum_{t=1}^{T} I_{pcp}(t).P_t}{\sum_{t=1}^{T} P_t}, \tag{8.4}$$

$$I_M = \frac{\sum_{t=1}^{T} V_S(t).P_t}{\sum_{t=1}^{T} P_t}, \tag{8.5}$$

In addition to Eq. (8.3), Eq. (8.4) and Eq. (8.5), we also have:

$$\sigma_t = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} [P_i(t)]^2}{N} - \frac{\left[\sum_{i=1}^{N} P_i(t)\right]^2}{N^2}}, \tag{8.6}$$

$$I_{pcp}(t) = \frac{C_{pcp}(t)}{C_{bsn}}, \tag{8.7}$$

$$C_{pcp}(t) = \frac{\sum_{i=1}^{N} P_i(t).A_i.L_i}{\sum_{i=1}^{N} P_i(t).A_i}, \tag{8.8}$$

$$C_{bsn} = \frac{\sum_{i=1}^{N} A_i \,.\, L_i}{\sum_{i=1}^{N} A_i}, \tag{8.9}$$

$$V_s(t) = C_{bsn} \frac{dI_{pcp}(t)}{dt}. \tag{8.10}$$

where σ_t is the standard deviation of the hourly precipitation field covering the basin, $P_i(t)$ is the hourly rainfall data for the pixel i at the time step t, N is the total number of rainfall pixels within the watershed, C_{bsn} is the basin's center of mass, $C_{pcp}(t)$ is the center of rainfall mass for each time step t, $I_{pcp}(t)$ is the rainfall centroid ratio for each time step t, A_i is the pixel area (A_i=1 km² in the present case) and L_i is the hydraulic distance between the pixel i and the catchment outlet calculated through the river network.

The spatial rainfall variability, the rainfall localization and the storm movement indexes are computed over the hourly gridded (1×1 km) rainfall database for each entire flood event. The spatial rainfall variability index I_σ ranges from 0 to infinity: small values indicate that the spatial variability of the observed rainfall field is low (typical for stratiform events), while high values indicate high spatial variability (convective event). Values of the location index (I_L) less than 1 indicate that the largest rainfall amount measured over the event was generally located at the region closest to the outlet, whereas the values greater than 1 indicate that the center of rainfall is far from the outlet. I_L values close to 1 indicate that the rainfall and basin centroids coincide.

The rainfall movement index I_M quantifies the averaged catchment-scale storm velocity over the flood event duration: it is a velocity measure expressed in LT^{-1}. As discussed by Zoccatelli et al. (2011), negative and positive values of the rainfall movement index respectively indicate that the

precipitation field mainly moved to the upstream and downstream part of the catchment. Null I_M values indicate that the storm is stationary or moved to the upstream as well as downstream part of the catchment during the flood event duration.

6.5 Results and discussion

6.5.1 Typology of the 3620 observed flood events

The distribution of characteristics of the 3620 observed flood events are presented in Figure 45. The spatial representations shown in Figure 46 use values averaged over the 20 events selected for each catchment. About 5% of events are longer than 490 hours (20 days): they are observed in catchments with dominant groundwater contributions, mainly located in northern France (Figure 46). The mean rainfall amounts at the event scale vary between 1 and 500 mm over the 181 catchments with a mean value equal to 72 mm (Figure 45). The rainfall amounts greater than 300 mm are observed for 32 events with generally short duration (less than 138 hours), which are typical of late summer Mediterranean conditions (Figure 46). The highest peak flow value is observed in the Massane at Argelès-sur-Mer (16 km², max(Q_p)=36.7 mm/h), which is the smallest catchment in the catchment set. Peak flows greater than 4 mm/h are observed for 111 flood events (3% of events), which all occurred in the Cévennes and Mediterranean regions: in the Ardèche at Meyras (99 km², max(Q_p)=11.3 mm/h), the Gardon at Mialet (244 km², max(Q_p)=10.7 mm/h), … , and the Hérault at Gignac (1430 km², max(Q_p)=4.3 mm/h).

The median value of the location index is almost equal to 1, which indicates that events are equally distributed between events closer to or farther from the outlet than the catchment centroid. The spatial rainfall variability index is quite low (the third quartile is less than 1), which means that the precipitation fields in the 3620 observed events are generally stratiform or spatially uniform (Figure 45). Nevertheless, the spatial rainfall variability index is greater than 1.11 for 20% of the events, which means that the data set has a significant number of high-variability events (Figure 45).

The localization index is correlated to the spatial rainfall variability index: values far from 1 are usually observed in the regions where high values of the spatial rainfall variability index are also observed (Figure 46). Indeed, precipitation fields localized close to (or far from) the outlet are most likely to be observed in regions where precipitation fields are spatially variable. In addition, extreme values of the localization index are also observed in northeastern France where the largest catchments of the set are located: these large catchments are more exposed to high localization indices (i.e. with precipitation fields centered on the upstream part of the catchment) because of the orographic effect.

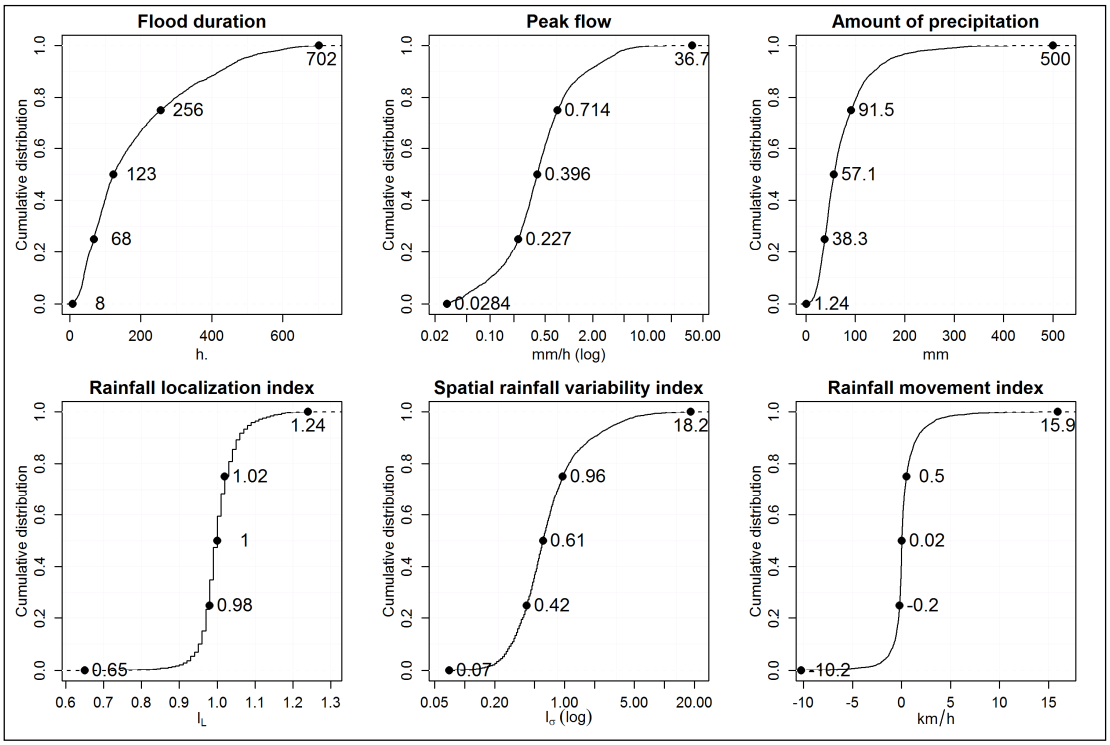


Figure 45 : Cumulative distribution of flood durations, peak values, event-based amounts of precipitation, localization, spatial variability and rainfall movement indexes of precipitation fields for the 3620 observed events in the 181 selected catchments (values for the minimum, 0.25, 0.5, 0.75 percentiles and the maximum are indicated on the cumulative distributions).

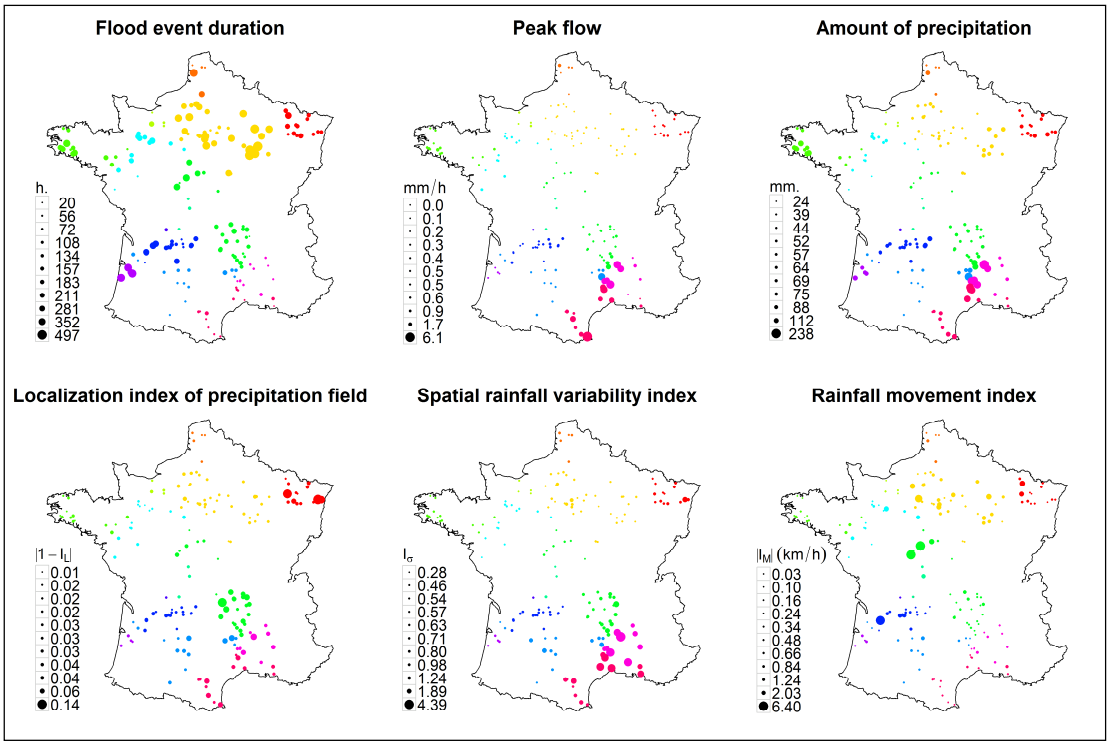


Figure 46 : Event characteristics averaged over the 20 flood events observed in each of the 181 catchments. The peak flow coefficient is the ratio between the peak flow and the mean flow. The colors refer to geographic regions.

The rainfall movement index ranges between -10.2 km/h and 15.9 km/h but the values are generally low over the 3620 flood events: the 5th and 95th percentiles are -1.47 km/h and 2.78 km/h respectively (Figure 45). Similar results have been reported by Tarolli et al. (2013) for 10 subcatchments located in the Eastern Ore mountains in the Czech Republic. Note that the rainfall movement indexes are catchment-scale storm velocities which are not comparable to the velocities of storm elements (Tarolli et al., 2013). The highest absolute values averaged over 20 flood events selected for each catchment (Figure 46) are observed in the Sauldre catchment (I_M=6.39 km/h) at Selles-sur-Cher (2296 km²), the Indre catchment (I_M=6.20 km/h) at Saint-Cyran-du-Jambot (1706 km²) and the Isle catchment (I_M=6.15 km/h) at Abzac (3757 km²). These catchments have low elevation (lower than 434, 500 and 560 m respectively) and narrow and elongated shapes with West-East orientations similar to the main atmospheric fluxes from the Atlantic Ocean.

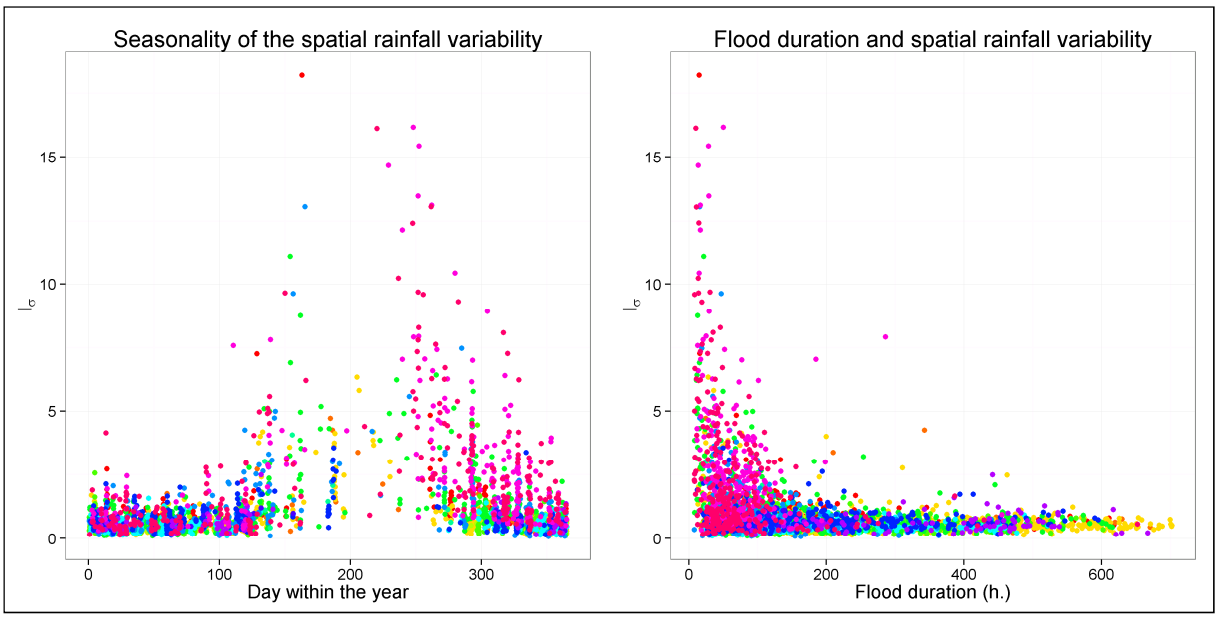


Figure 47 : Relationship between seasonality of the spatial rainfall variability (left) and spatial rainfall variability and event duration (right) for the 3620 flood events observed. The colors refer to geographic regions with the same colour scheme used in the Figure 46.

The precipitation fields with a strong spatial variability have short durations (Figure 47) and they are typically observed between May and October (Figure 47) in the Mediterranean area (Figure 46). The largest peak flow coefficients are also observed in the Mediterranean area where the catchments are exposed to summer convective storms with high spatial variability of precipitation fields (Figure 46). The highest values are obtained in the Ardèche catchment (I_σ=4.39) at Vogüé (625 km²), the Hérault catchments and the Gardon catchments (I_σ>3.5), which are all located in the Mediterranean area (Figure 46).

6.5.2 Impact of spatial rainfall resolution on streamflow simulation efficiency

The impact of spatial rainfall resolution inputs on flow simulation was investigated by comparing model simulations for the four spatial resolutions: (i) lumped, (ii) 64 km² (SD64), (iii) 16 km² (SD16) and (iv) 4 km² (SD04). The results were analyzed by catchment classes based on the catchments' characteristics, shown in Table 1. The catchment area and the rainfall intensity coefficient were found to be the most relevant to explain the impact of spatial rainfall resolution on model performance.

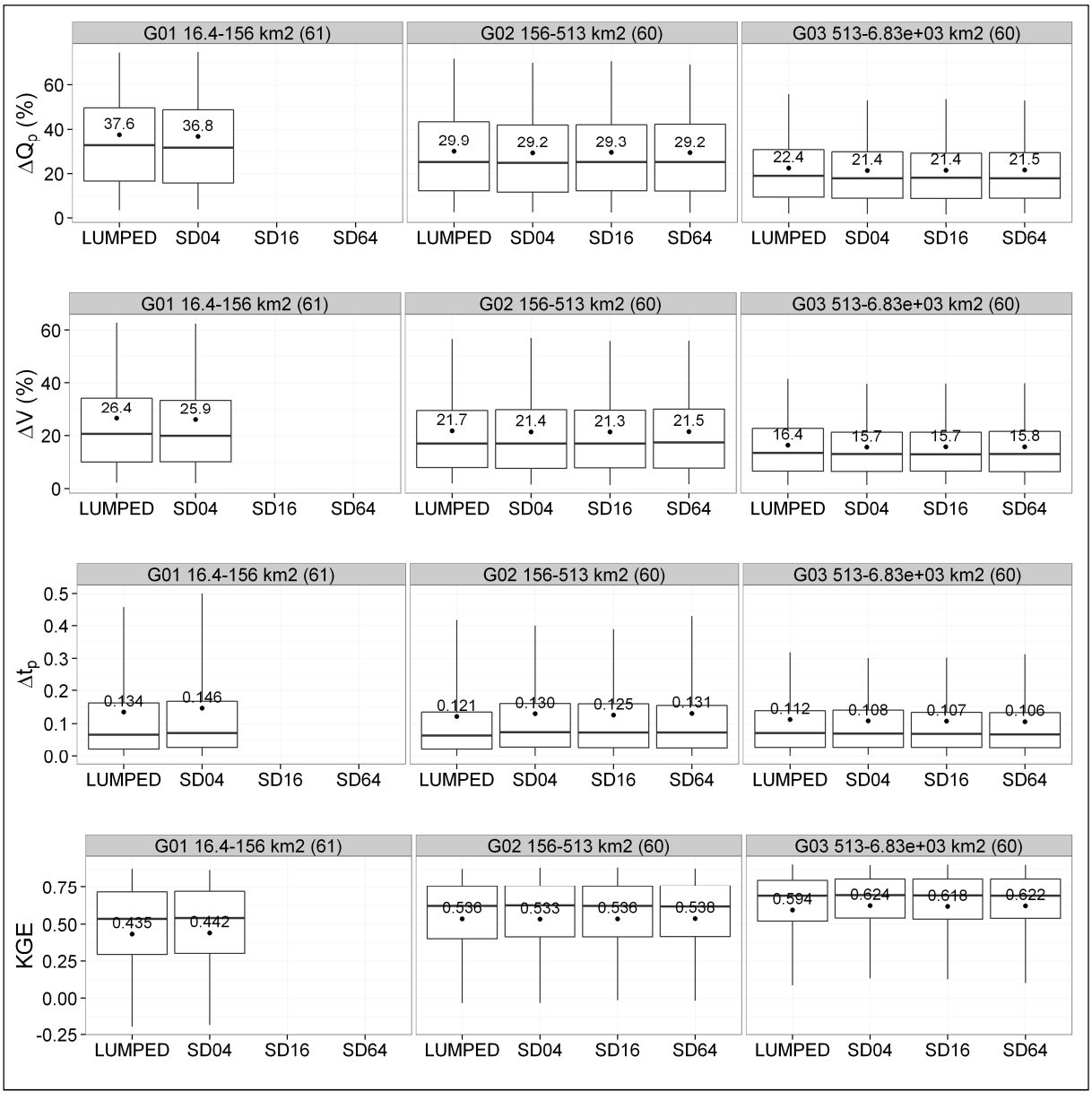


Figure 48 : Distributions of model performance in validation mode using the four efficiency criteria (top to bottom) for three catchment groups (G01, G02 and G03, left to right) sorted by increasing catchment area. Model performance was computed for 3620 flood events and for different spatial resolutions of precipitation forcing (LUMPED, SD64, SD16 and SD04). The boxplots show the 0.05, 0.25, 0.50, 0.75, 0.95 percentiles, and the mean value is given and shown by a dot.

Figure 48 presents model performance by catchment classes based on catchment area: the catchment set is divided into three sub-samples of 60 catchments (one sub-sample having 61 catchments). The size ranges from 16 to 155 km² for the G01 group of the smallest catchments and from 497 to 6834 km² for the G03 group of the largest catchments (Figure 48). Note that for G01, only the smaller sub-catchment size (4 km²) could be tested for all catchments. Therefore, the results for the two other resolutions are not shown.

Some obvious modeling results can be observed in Figure 48:

(i) Model performance is higher for the largest catchments (see, e.g., Merz et al. (2009)). Significant differences were found in model efficiency between the smallest-catchment group (G01; ΔQ_p=37%, ΔV=26%, Δt_p=0.14, KGE=0.44) and the largest-catchment group (G04; ΔQ_p=21%, ΔV=16%, Δt_p=0.11, KGE=0.60).

(ii) The *KGE* criteria followed identical trends as the three event-based criteria ΔQ_p, Δt_p and ΔV. This may be due to the fact that *KGE* is balanced between the bias (e.g., volume of flow), the relative variability in the simulated and observed values (i.e., the spread of flow) and the coefficient of correlation (i.e., the timing and shape of the hydrograph) (Gupta et al., 2009).

(iii) For all catchment subsets, the lumped model performs almost as well as the semi-distributed model, regardless of the spatial resolution of precipitation input. Only slight improvements were noted with higher spatial resolution in precipitation inputs and they were larger for the largest-catchment sub-sample (group G03). Similar conclusions were made by Arnaud et al. (2011), for example. In the present study, the KGE averaged over 1200 flood events (for the 60 largest catchments) rose from 0.594 for the lumped model to 0.624 for the semi-distributed model with the finest resolution, and the averaged absolute volume, peak and time to peak errors decreased from 22.4% to 21.4%, from 16.4% to 15.7% and from 0.112 to 0.108, respectively (Figure 48).

In Figure 49, model performance is analyzed by catchment classes based on catchment area and the rainfall intensity coefficient. Each catchment sub-sample (based on catchment area) is divided into three sub-classes based on the rainfall intensity coefficient (Table 1). Each sub-class has the same number of catchments (20 catchments) except one having 21 catchments (G01 and low rainfall intensity coefficient). The low rainfall intensity coefficients range from 17.3 to 19.4 for G01, from 16.8 to 19.0 for G02 and from 14.3 to 18.0 for G03. The high rainfall intensity coefficients range from 21.6 to 27.7 for G01, from 20.9 to 28.3 for G02 and from 19.3 to 25.4 for G03. Note that the rainfall intensity coefficient (Table 1) was calculated over the whole period of records (1997–2006) and was not limited to the selected events (we consider this coefficient as a catchment descriptor).

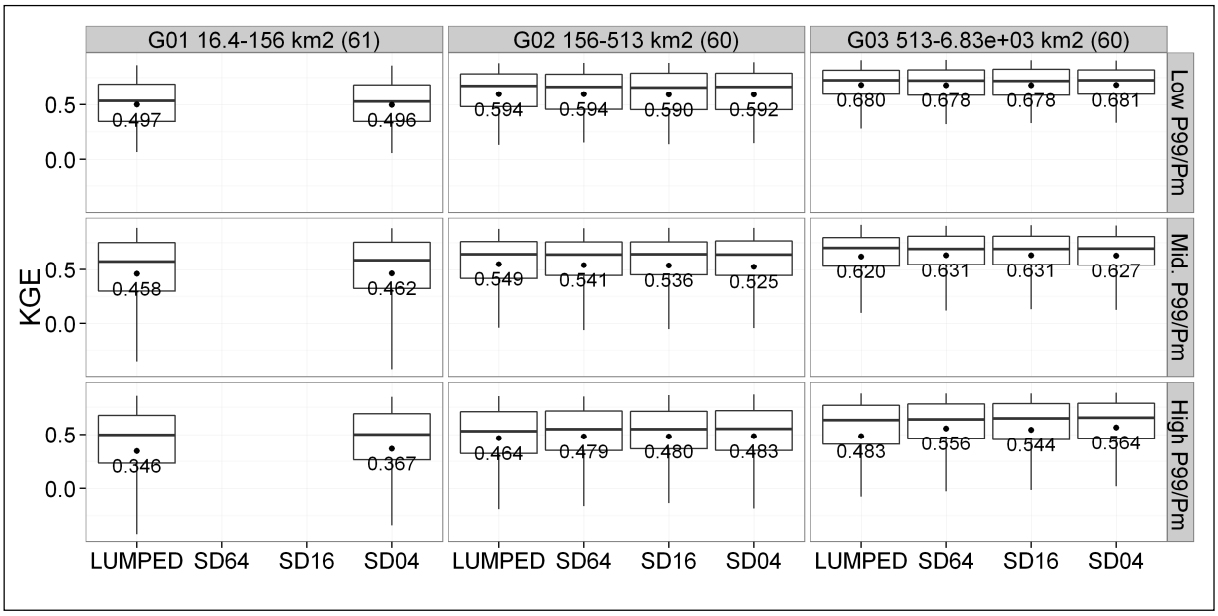


Figure 49 : Distributions of model performance in validation mode for three catchment groups sorted by increasing catchment area (G01, G02 and G03, left to right) and by increasing rainfall intensity coefficient (low, intermediate and high P_{99}/P_m , top to bottom). The model performance was computed for 3620 flood events and for different spatial resolutions of precipitation forcing (LUMPED, SD64, SD16 and SD04). The boxplots show the 0.05, 0.25, 0.50, 0.75, 0.95 percentiles, and the mean value is given and shown by a dot.

Model performance was better for catchments with a low rainfall intensity coefficient for all catchment area groups (Figure 49). Significant differences were found in model efficiency, which decreased when the rainfall intensity coefficient rose: on average, between the low and high rainfall intensity coefficient, the KGE criteria ranged from 0.49 to 0.35 for the smallest-catchment group and from 0.68 to 0.48 for the largest-catchment group (Figure 49).

The lumped model performed as well as the semi-distributed model regardless of the spatial resolution of precipitation input for catchments with a low rainfall intensity coefficient. Interestingly, improvements were noted with higher spatial resolution in precipitation inputs for catchments with a high rainfall intensity coefficient ($P_{99}/P_m > 20$) and for all ranges of catchment area (Figure 49). Although model performance improvements were slight for the G01 (16–156 km²) and G02 (156–513 km²) catchment groups, significant improvements were obtained for the largest-catchment group (G03: 513–6834 km²): the KGE averaged over 20 flood events (for the 20 largest catchments with a high rainfall intensity coefficient) rose from 0.483 for the lumped model to 0.564 for the semi-distributed model with the finest resolution.

Regardless of the catchment area and rainfall intensity coefficient, the semi-distributed model performed equally well at the different spatial resolutions investigated (SD64, SD16 and SD04). Indeed, the improvements in streamflow simulation at the catchment outlet between the lumped model

and the semi-distributed model at the finest spatial resolution (SD04) were nearly equivalent at coarser spatial resolutions (SD16 and SD64) (Figure 49).

These results allow generalizing with confidence the conclusions drawn by previous studies (but only obtained over a few catchments) that reported a lack of significant differences between lumped and semi-distributed flow simulations at the catchment outlet (Ajami et al., 2004; Apip et al., 2012; Bell and Moore, 2000; Lindström et al., 1997; Naden, 1992; Nicòtina et al., 2008; Obled et al., 1994; Refsgaard and Knudsen, 1996). However, we found that the impact of higher resolution in precipitation inputs were catchment-dependent since the quality of streamflow simulations was significantly improved at the outlet of catchments exposed to high rainfall intensity, and these improvements rose with catchment area.

6.5.3 Do criteria describing rainfall spatial variability explain the observed differences?

The previous results were averaged over the 20 flood events for each catchment, which may hide some of the model behavior variability between events, depending on the characteristics of the precipitation fields. This aspect is now further investigated. Given the very limited differences between the three sizes of sub-catchments, hereafter we will only consider the lumped and semi-distributed (SD04, finest resolution) simulations. Figure 50 shows the links between the relative performance index (see Eq. 8.5) applied using the KGE criterion (here noted $R_{1\text{-KGE}}$) and the indexes of rainfall variability (location index I_L and spatial rainfall variability index I_σ) and rainfall movement (I_M). A positive $R_{1\text{-KGE}}$ criterion indicates that the semi-distributed approach is better than the lumped one, and the reverse is true for negative values.

First of all, it is worth noting that flood events with strong spatial variability of precipitation rarely occur compared to stratiform storms with uniform precipitation fields: most of the I_L values are close to 1 and I_σ values are generally low (Figure 50). Interestingly, the median I_L value rises with catchment area from 0.97 for the smallest-catchment group (G01) to 0.99 for the mid-size catchment group (G02) and up to 1.01 for the largest-catchment group (G03). Similarly, the median I_σ value rises with catchment area from 0.52 to 0.66 and 0.69 for the G01, G02 and G03 catchment groups, respectively. Thus, the precipitation centroid is generally located at the upstream part of the basin for large catchments and the probability of obtaining uniform spatial rainfall fields is lower in large catchments.

The rainfall movement index increased with catchment size (Figure 50): most of the I_M values are close to 0 for the smallest-catchment group (G01) whereas the highest values are observed for the group of largest catchments (G03). This result corroborates the findings reported by Tarolli et al. (2013) who assessed the catchment-size dependency of storm velocity. Nevertheless, the catch-

ment-scale storm velocity and the rainfall motion do not seem to explain the impact of spatial resolution input on streamflow simulation quality: the semi-distributed rainfall-runoff model could obtain better as well as worse performance than the lumped model for all catchment groups and all ranges of rainfall movement index (Figure 50).

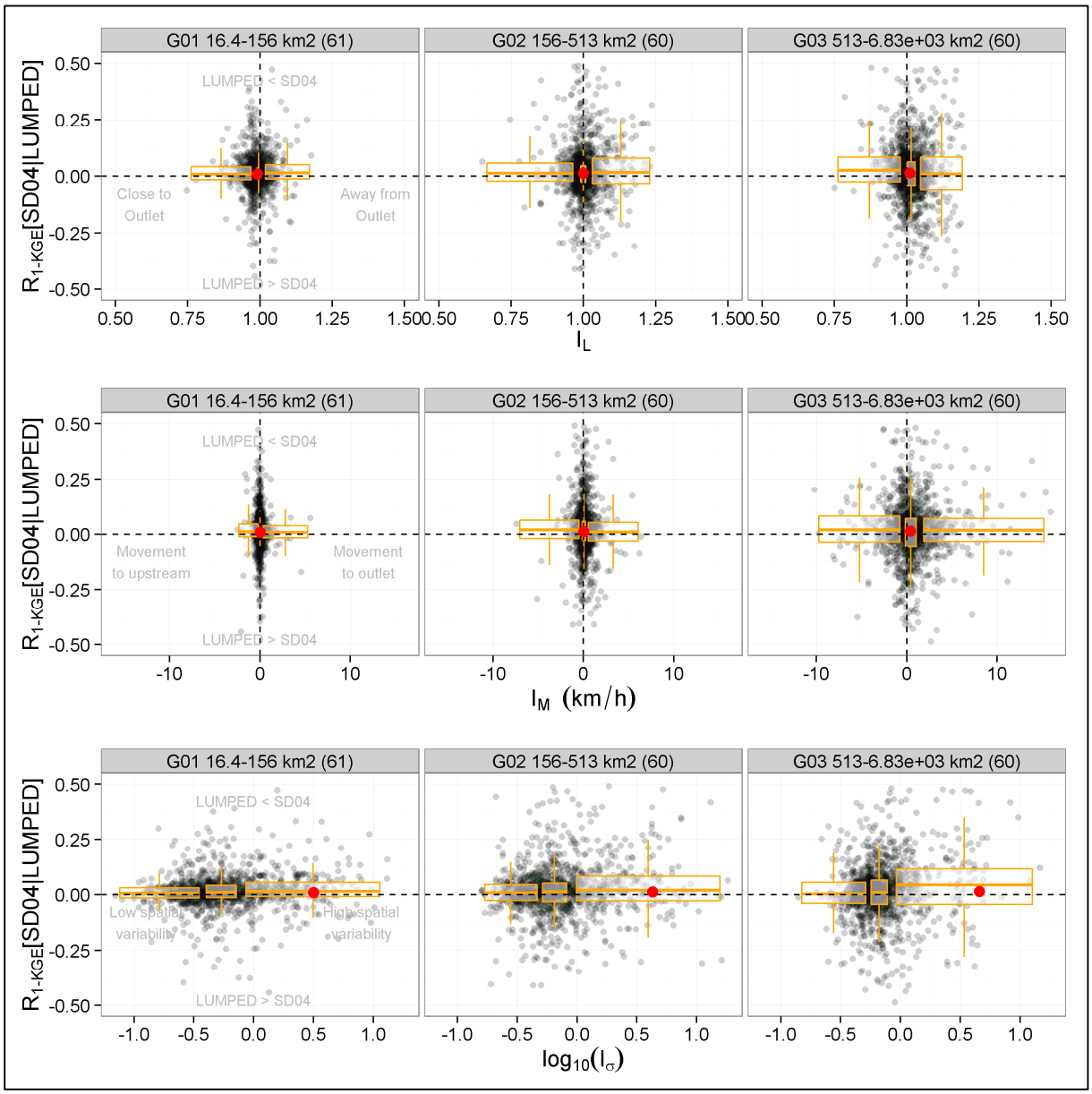


Figure 50 : Relative KGE performance index in validation mode between the lumped and the semi-distributed (SD04) simulations. The relative performance indexes are computed for 3620 flood events ordered by location index (top), rainfall movement index (middle), spatial rainfall variability index (bottom) and for three groups of 60 catchments classed by area (G01, G02 and G03). For each catchment group, the red point plotted on the x-axis at x=0 shows the median values of the variable of interest (I_L, I_M or I_σ). The boxplots show the distribution of the relative KGE performance index for three groups of events with the same number of events per boxplot.

For the small-catchment sub-samples (groups G01 and G02: from 16 to 513 km²), the semi-distributed model (with high spatial resolution of precipitation inputs) and the lumped model (with spatially uniform precipitation inputs) performed equally well (Figure 50). For the largest catchments (group G03: from 513 to 6834 km²), the results were mixed for low spatial rainfall variability and location indexes close to and greater than 1 (Figure 50).

Nevertheless, for the largest catchments (group G03: from 513 to 6834 km²), the semi-distributed model with high spatial resolution yields better streamflow simulations for the few flood events in which the greatest spatial variability in precipitation fields are observed (high I_σ values or $I_L < 1$) (Figure 50). Interestingly, the semi-distributed model performed better than the lumped model (for large catchments) for the events where the precipitation fields were located close to the outlet ($I_L < 1$), while the lumped model was able to cope with rainfall fields located far from the outlet ($I_L > 1$). This may be due to the fact that larger precipitation amounts are more often concentrated at the upstream part of the catchment due to an orographic effect and a strong altitudinal gradient in large catchments (Figure 46). Thus, through calibration the lumped model acquires the ability to accurately reproduce the catchment response for such more common rainfall field patterns, but not for the other “extra-ordinary” (from a precipitation spatial variability point of view) events.

These results – based on a large set of 181 catchments and a wide variety of flood events – clearly show that the impact of spatial variability of precipitation is scale-dependent and event-characteristic-dependent, as suggested by several authors (Ajami et al., 2004; Bell and Moore, 2000; Koren et al., 2004; Segond et al., 2007; Smith et al., 2004; Tetzlaff and Uhlenbrook, 2005; Winchell et al., 1998). This may explain why contradictory results can be found in the literature on the impacts of spatial rainfall variability on the catchment response: this study shows that some flood events are improved using higher spatial rainfall information and others are not (Figure 50).

6.5.4 Which catchments should be modeled in a semi-distributed way?

Here we investigate the possibility of identifying catchments where a spatially distributed representation would bring a definite advantage. Figure 51 shows the comparison between lumped and semi-distributed simulations evaluated by the relative performance index on KGE for the whole set of 181 catchments (left, overall distribution on the 3620 flood events) and by catchment (right, 181 distributions on 20 flood events each). The analysis based on the 3620 observed flood events shows that the results are contrasted (Figure 51): 44% of flood events are better simulated with the lumped model (fed with spatially uniform precipitation inputs). Using higher spatial resolution of precipitation inputs only improves model performance for a small majority (56%). It is difficult to draw conclusions given the low median value of the relative performance index, equal to 0.006 (Figure 51).

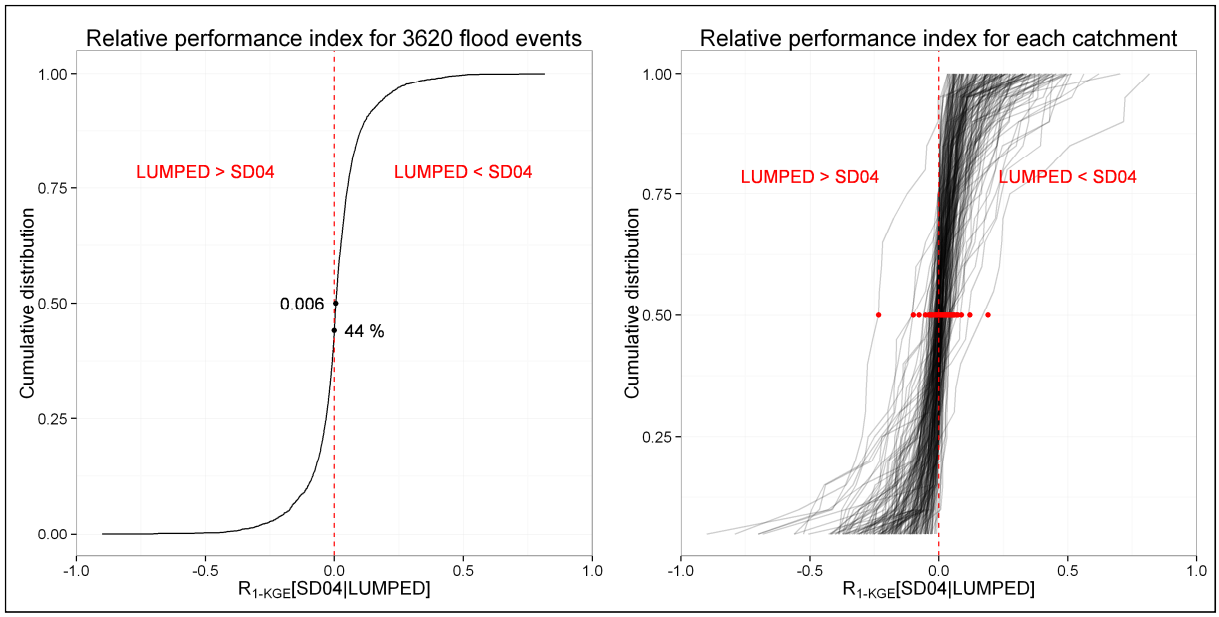


Figure 51 : Distribution of relative performance index values in validation mode between the lumped model and the SD04 semi-distributed model. The distribution is drawn for the whole set of 3620 flood events (left) and for the 20 events of each catchment (right). The red points show the median values of the relative performance index for each catchment.

However, when the large set of flood events is analyzed by catchment (Figure 51, right), these contrasted results appear to be catchment-dependent: spatial precipitation inputs greatly improve the streamflow simulations at the outlets of some catchments, whereas the impact of spatial forcing is insignificant or semi-distributed modeling is worse than lumped modeling for other catchments (Figure 51). These findings highlight the need to test model hypotheses on large and diversified catchment sets (Andréassian et al., 2009).

6.5.5 Can specific catchment behaviors be explained?

To identify the catchments that benefit (or not) from higher-resolution rainfall information, the relative performance indexes calculated over 20 flood events (Figure 51) were averaged by catchment. The cumulative distribution of the mean relative performance index and the geographic localization for the 181 catchments are shown in Figure 52. The performance of the lumped model was better than the semi-distributed model for 39% of catchments. Hence the semi-distributed approach appears beneficial for 61% of the catchment set (Figure 52).

The analysis applied independently for each catchment pointed out regional tendencies concerning the impact of spatial rainfall resolution on streamflow simulation (Figure 52). In western France, streamflow simulation at the outlets of the catchments located close to the Atlantic coast were not improved when using higher spatial rainfall information. In this region, catchments are exposed to an oceanic climate with precipitation fields that are spatially quite uniform (Figure 46), which may

explain the fact that the lumped model performed as well as the semi-distributed model (Figure 52). Two catchments, the Petite Leyre and the Eyre catchments (Figure 52 and Table 5), exhibited strong model performance decreases when used in spatial distribution mode. Detailed analysis showed that the semi-distributed model was affected by absurdly high values in spatial precipitation data inputs coming from radar measurements (despite the treatments applied to correct them and the numerous quality checks). These inaccurate precipitation values were smoothed by averaging the spatial precipitation data over the catchment in the lumped model. As a result, the lumped model successfully computed the flow at the catchment's outlets, contrary to the semi-distributed model.

In northern France, the results were contrasted. In this region, many catchments are influenced by significant groundwater contribution. Model performance remained low on these catchments whatever the spatial distribution (Figure 52): for example, for the Essonne catchment, the KGE value increased from 0.322 with the lumped model to only 0.397 with the semi-distributed model (Table 5). Increasing spatial information in precipitation inputs did not necessarily yield better flow simulations and strong decreases in model performance could be observed between the lumped and the semi-distributed model (Figure 52 and Table 5). Our interpretation is that (i) spatial rainfall variability is already quite low in this region (Figure 46), while (ii) the impact of spatially variable precipitation is dampened by the high infiltrability in this catchment dominated by subsurface flow (Nicòtina et al., 2008).

The catchments that benefit most from higher spatial resolution of precipitation inputs (Figure 52) are the catchments in which precipitation fields are identified to be significantly variable in space (Figure 46). We identified two regions strongly exposed to spatial rainfall variability: the Cévennes and Mediterranean regions in southern France with high spatial rainfall indexes (Figure 46) and northeastern France with extreme location index values (Figure 46). As examples, we present three flood events with high spatial rainfall variability that occurred on the large Hérault catchment (1430 km²) and the medium-size Allier (323 km²) and Alagnon catchments (322 km²). The observed precipitation fields were highly variable in space, as indicated by the high values of the spatial rainfall variability index: I_σ=6.73 (September 2000), I_σ=1.66 (November 1997) and I_σ=0.94 (October 2003). As a consequence, the simulated peak flow was well depicted with the semi-distributed model due to spatially distributed precipitation inputs, whereas it was missed with spatially uniform precipitation input in lumped modeling (Figure 53). Similar conclusions were reached for two catchments in northeastern France and one Cévennes catchment where extreme location index values were identified: the quality of streamflow simulations was improved due to higher spatial rainfall information within the semi-distributed model (Figure 54).

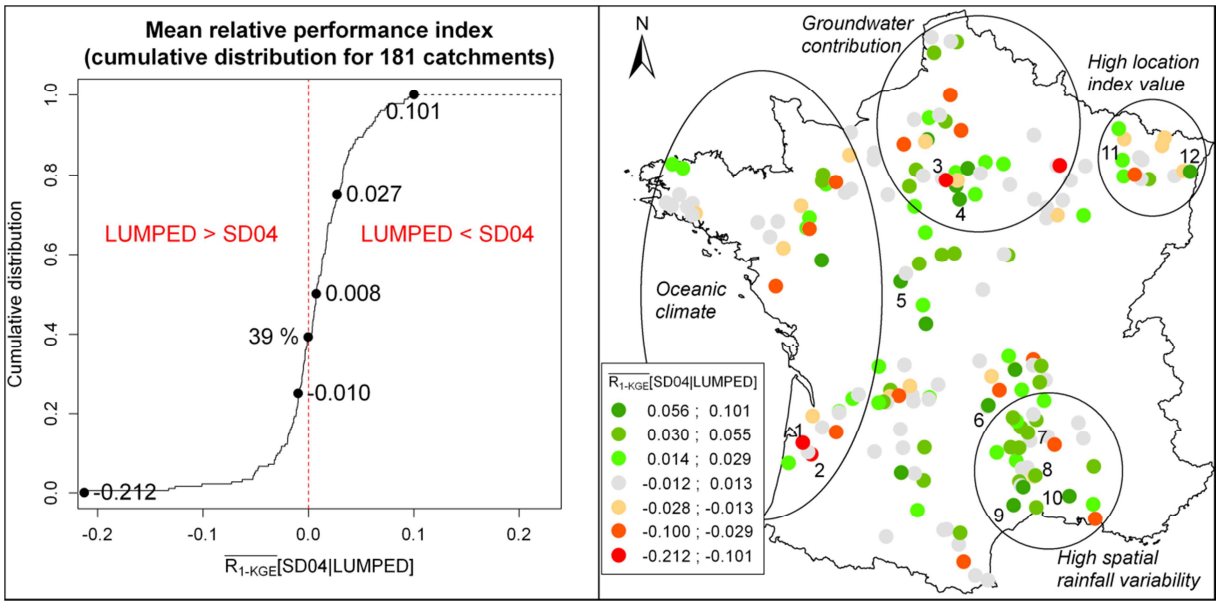


Figure 52 : Relative performance index averaged by catchment: (left) cumulative distribution; (right) geographic distribution. The number refers to the particular catchments discussed in Table 4. Green colors ($R_{1\text{-}KGE} > 0$) indicate better performance of the semi-distributed approach.

ID	Catchment	Area (km²)	$\overline{I_\sigma}$	$\overline{\lvert 1 - I_L \rvert}$	KGE [LUMPED – SD04]	Characteristic
1	Eyre at Salles	1678	0.77	0.03	0.645 – 0.532	Absurd spatial precipitation data
2	Petite Leyre at Belhade	413	0.78	0.02	0.619 – 0.417	Absurd spatial precipitation data
3	Orge at Saint-Chéron	111	1.15	0.04	0.451 – 0.314	Groundwater contribution
4	Essonne at Boulancourt	586	0.58	0.01	0.322 – 0.397	Groundwater contribution
5	Indre at Saint-Cyan-du-Jambot	1706	0.79	0.05	0.639 – 0.698	Narrow and elongated
6	Alagnon at Joursac	322	1.14	0.05	0.444 – 0.514	Particular Morphology
7	Allier at Langogne	323	2.00	0.04	0.593 – 0.627	High spatial rainfall variability
8	Gardon at Mialet	244	3.52	0.06	0.450 – 0.481	High spatial rainfall variability
9	Hérault at Gignac	1429	3.57	0.04	0.631 – 0.712	High spatial rainfall variability
10	Vigueirat at Tarascon	257	4.21	0.03	0.475 – 0.515	High spatial rainfall variability
11	Moselle at Custines	6834	1.08	0.12	0.804 – 0.819	Extreme location index value
12	Bruche at Holtzheim	676	1.22	0.10	0.573 – 0.616	Extreme location index value

Table 5 : List of particular catchments shown in Figure 52. The color green (or red) refers to the catchments that benefit (or not) from higher spatial resolution of precipitation inputs.

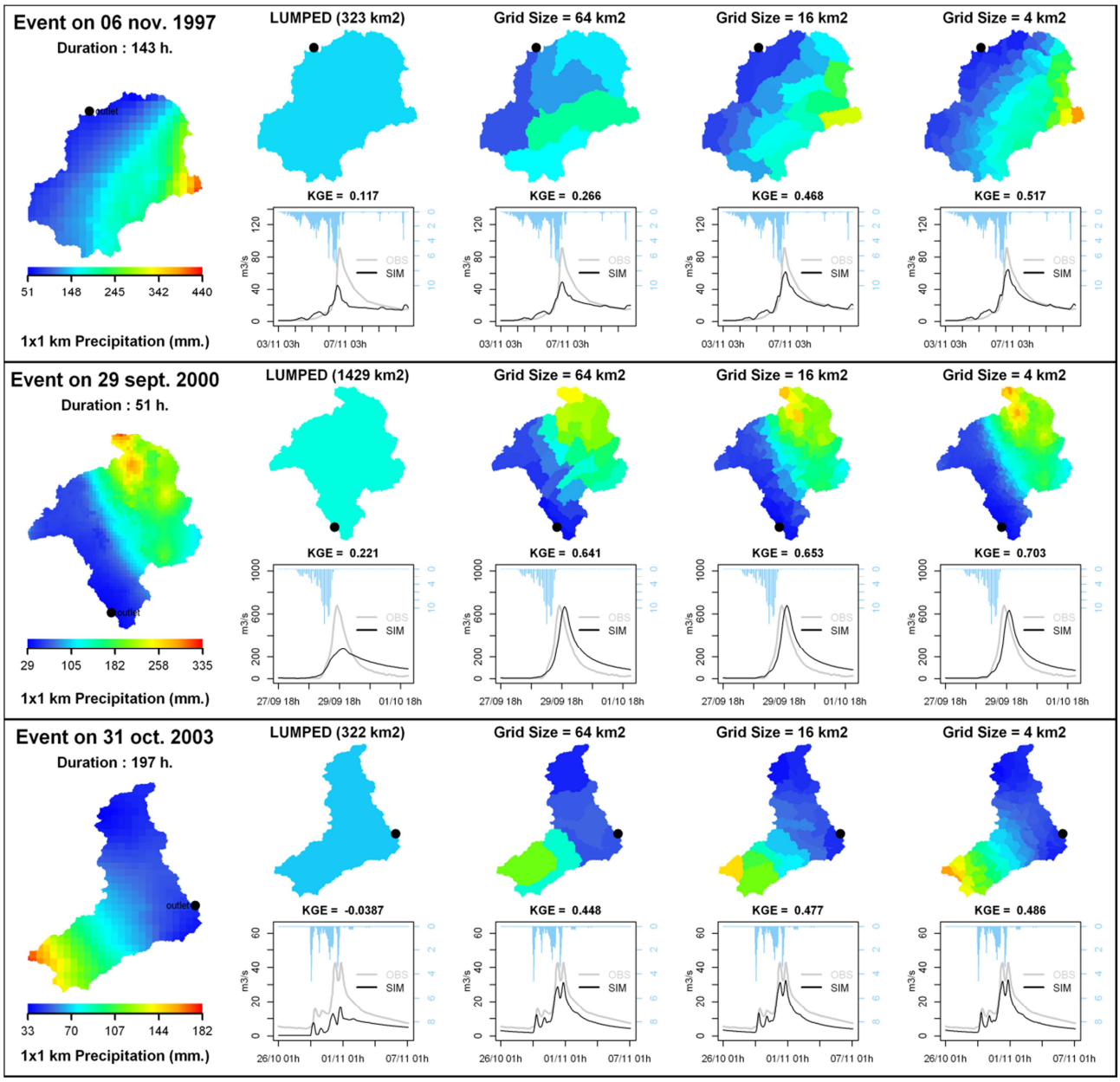


Figure 53 : Cumulated precipitation fields observed in the Cévennes and Mediterranean regions for three flood events with simulated and observed streamflow at different spatial resolutions: (top) November 1997 flood event (I_L=1.08 and I_σ=1.66) on the Allier catchment at Langogne (323 km²); (middle) September 2000 flood event (I_L=1.02 and I_σ=6.73) on the Hérault catchment at Gignac (1429 km²); (bottom) October 2003 flood event (I_L=1.05 and I_σ=0.94) on the Alagnon catchment at Joursac (322 km²).

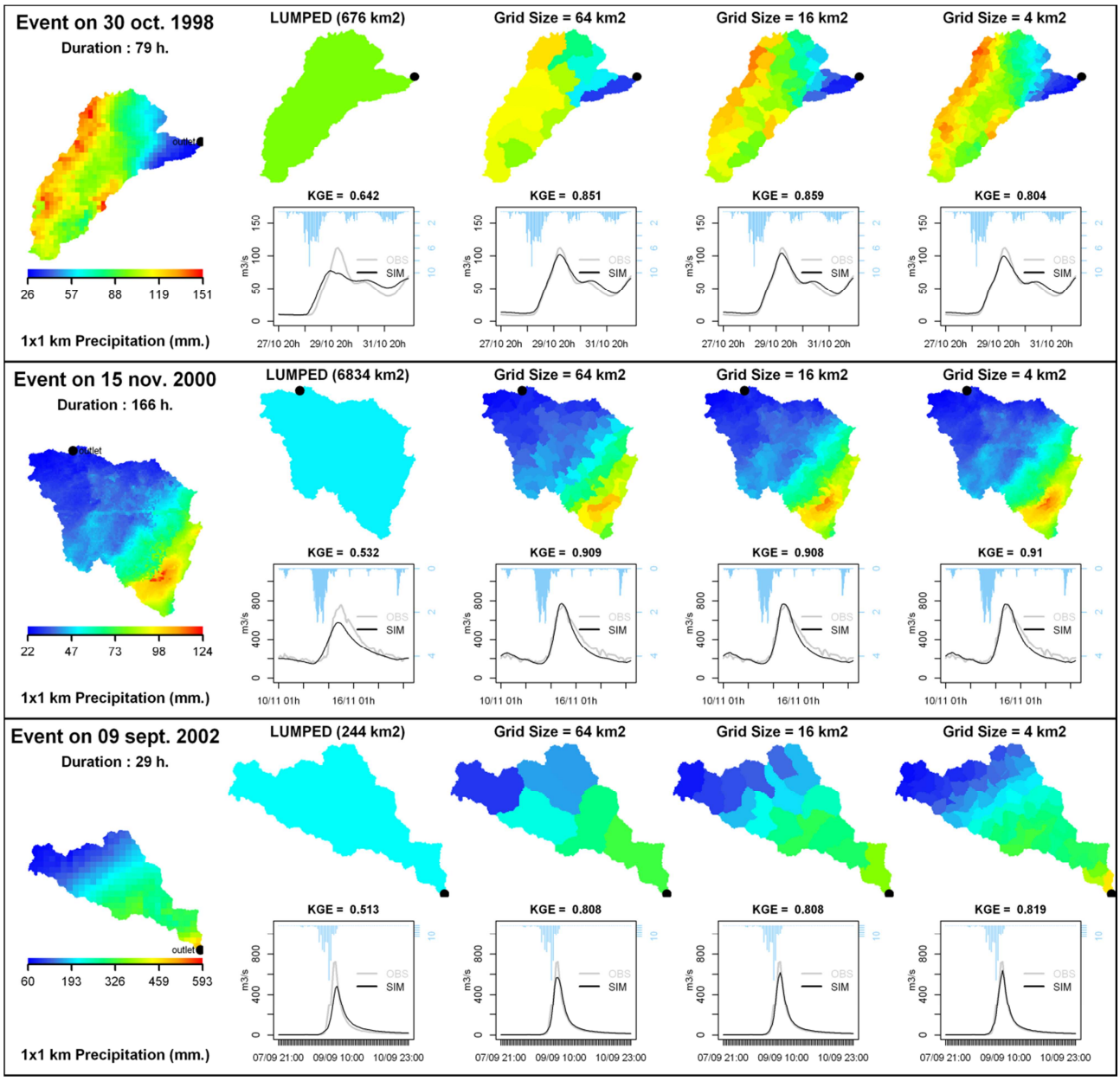


Figure 54 : Cumulated precipitation fields (with extreme location index values) observed for three flood events with simulated and observed streamflow at different spatial resolutions: (top) October 1998 flood event (I_L=1.07 and I_σ=2.00) on the Bruche catchment at Holtzheim (676 km²); (middle) November 2000 flood event (I_L=1.12 and I_σ=1.17) on the Moselle catchment at Custines (6834 km²); (bottom) September 2002 flood event (I_L=0.85 and I_σ=13.47) on the Gardon catchment at Mialet (244 km²).

6.6 Conclusion

6.6.1 Summary

The impact of higher-resolution rainfall information on streamflow simulation was investigated over a large set of 3620 flood events selected on 181 French catchments. Semi-distributed streamflow simulations were run at different spatial resolutions and evaluated against observed flow data at catchment outlets. The results were analyzed (i) by catchment classes based on catchment area and (ii) by flood events based on the spatial variability of observed precipitation fields.

This study first confirms that on average, the differences in model performance between lumped and semi-distributed options are not significant. However, the analysis applied by catchment and by flood event clearly showed that the impact of spatial rainfall information on flow simulation is scale-dependent, catchment-dependent and event characteristic-dependent. This result underlines that catchment response to spatial heterogeneity of precipitation fields is highly variable between catchments.

The catchments' size and the rainfall intensity coefficient were shown to be effective indicators to identify catchments on which detailed spatial rainfall information is useful to improve simulations. In addition, the indexes proposed by Smith et al. (2004) to evaluate spatial rainfall variability showed that the greatest improvements on streamflow simulation were obtained at the outlet of large catchments and for events with significant spatial variability in precipitation fields.

By investigating catchment responses independently for each catchment and for a variety of flood events, regional tendencies were pointed out concerning the potential benefit of high spatial rainfall resolution for runoff modeling in France. While a better spatial representation of precipitation inputs did not yield better streamflow simulations at the outlet of catchments exposed to oceanic climate conditions, significant improvements were obtained in regions frequently exposed to rainstorms with high spatial variability, such as the Cévennes and the Mediterranean regions.

These results highlight the need to work on large and varied sets of catchments (Gupta et al., 2013). Catchment dependency on rainfall spatial variability is confirmed. By carefully analyzing the changes in simulated hydrographs at different spatial resolutions, the significant influence on particular sub-catchments can be detected. In this way, the methodology applied in this study provides insights to investigate the catchment properties that may influence the catchment response.

6.6.2 Limits and perspectives

In spite of our effort to obtain general results, we do see some limits to our conclusions. First of all, we must mention that the results may still be somewhat dependent on the model or testing methodology used, which may not be adapted to certain particular basin behaviors (Pokhrel et al., 2012;

Smith et al., 2012). Here, we have applied a single model structure to all catchments, where others would have preferred catchment-specific structures (Fenicia et al., 2011). The spatial heterogeneities in catchment characteristics may interact with the spatial heterogeneity in precipitation fields, with the risk of masking the impact of spatial rainfall variability. Working on optimizing the model structure on a catchment-by-catchment basis could help resolve a few surprising results, with a few catchments in the Mediterranean region (where the spatial rainfall variability was high) that were not improved with semi-distributed modeling (Figure 52). In addition, substantial improvements due to semi-distributed modeling were obtained on a few catchments in central France (Figure 52 and Table 5), although these catchments were not exposed to strong spatial rainfall variability (Figure 46), but they are long catchments with a particular morphology where streamflow simulations may benefit from the channel-routing function of the semi-distributed model. These particular catchments need complementary analysis to validate these hypotheses, which is beyond the scope of this paper.

At this point, we see a natural continuation of this work in further investigations with models whose parameters will be allowed to be distributed spatially, in order to explore the impact of catchment heterogeneities on catchment response. In our opinion, however, this complementary work should not fundamentally modify the conclusions of this paper.

Acknowledgements.

The authors thank Météo-France and SCHAPI for providing meteorological and hydrological data, respectively. The first author was supported by a grant of the Pierre and Marie Curie University, Paris, France (ED 398 GRN). The authors also thank the detailed and constructive review comments of Alberto Viglione and Michael Smith, which helped improving the quality of the manuscript.

Chapitre 7

7 Quel est l'apport de l'information radar pour la modélisation semi-distribuée pluie-débit ?

7.1 Introduction

Dans le Chapitre 6, nous avons mis en évidence l'impact de la spatialisation des données d'entrée de précipitation sur la simulation des débits. Nous souhaitons dans ce chapitre, analyser l'apport des mesures radar de précipitation pour la modélisation pluie-débit. En effet, comme nous l'avons discuté dans le premier chapitre, les radars météorologiques permettent d'accéder à une observation spatiale des champs de précipitations (Marshall et al. 1947; Delrieu et al. 2009a; Berne and Krajewski 2013) de manière beaucoup plus complète que les mesures ponctuelles des pluviomètres.

Il est cependant difficile de comparer directement les estimations ponctuelles et spatialisées des précipitations. En effet, d'une part les mesures de précipitations ponctuelles ne représentent jamais véritablement les précipitations réelles en un point et, d'autre part, les mesures de précipitation radar sont incertaines et dépendent généralement du réseau pluviométrique utilisé pour étalonner et corriger la mesure (Wilson and Brandes 1979; Krajewski et al. 2010). C'est pourquoi il est courant d'avoir recours à la modélisation hydrologique pluie-débit pour évaluer la qualité des estimations des précipitations (Dawdy and Bergmann 1969; Sun et al. 2000; Biggs and Atkinson 2011) en utilisant une référence mesurée généralement plus facile à observer, qui intègre ce qui se passe à l'échelle du bassin : le débit observé à l'exutoire des bassins versants.

Dans le cadre de cette thèse, nous disposons de deux bases de données de précipitation établies par Météo-France. La première est issue du réseau de mesure pluviométrique uniquement, dont les données ponctuelles sont spatialisées par un krigeage des pluviomètres horaires et journaliers (KGP). La deuxième est la réanalyse des lames d'eau (REA) qui utilise les images radar de précipitation pour spatialiser les données ponctuelles pluviométriques (cf. Chapitre 2). Nous allons chercher à valider et quantifier l'utilité de l'information radar dans la réanalyse des lames d'eau par rapport à une utilisation exclusive des pluviomètres. Pour cela, nous allons comparer les modélisations pluie-débit semi-distribuées en réponse aux estimations des précipitations de chaque base de données (KGP et REA).

Dans ce chapitre, la première partie présente la stratégie de modélisation pluie-débit appliquée sur un échantillon de 181 bassins versants et la méthodologie utilisée pour comparer les estimations des champs de précipitations entre les deux bases de données (KGP et REA). La deuxième partie présente les résultats de la comparaison entre les deux bases de données de précipitations et les simulations de débit qui en découlent.

7.2 Méthodologie

7.2.1 Modélisation pluie-débit semi-distribuée

7.2.1.1 Modèle conceptuel semi-distribué

Pour comparer la qualité des bases de données de précipitations à travers la simulation pluie-débit, nous avons choisi le modèle semi-distribué que nous avons établi et validé dans le Chapitre 5. Il s'agit de la version semi-distribuée M_2 du modèle global GR5H, présentant les caractéristiques suivantes :

- Le bassin est décomposé en un ensemble de sous-bassins et une simulation pluie-débit globale GR5H est appliquée sur chaque sous-bassin.
- Un modèle de propagation (délai pur) est utilisé pour router vers l'aval les débits calculés à l'exutoire de chaque sous-bassin, jusqu'à l'exutoire du bassin versant.
- Les données d'entrée de précipitations sont spatialisées sur chaque sous-bassin.
- Les paramètres du modèle sont uniformes sur les bassins, sauf le paramètre X_4 (temps de base de l'hydrogramme unitaire) qui est distribué sur les sous-bassins. Ils sont estimés par optimisation des débits simulés par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins versants (cf. Chapitre 5).

Puisque nous avons constaté que les performances du modèle semi-distribué sont peu sensibles à l'échelle de discrétisation du bassin (cf. Chapitres 5 et 6), les simulations de débit semi-distribuées sont effectuées pour un seul maillage. Nous choisissons d'utiliser le maillage le plus fin étudié dans cette thèse : le bassin versant est décomposé en un ensemble de sous-bassins avec des tailles équivalentes de 4 km².

7.2.1.2 Données d'entrée de précipitation

Afin d'analyser l'apport des données radar de précipitations dans la réanalyse, les simulations semi-distribuées de débit sont calculés à l'exutoire et aux points intérieurs de notre échantillon de 181 bassins versant (cf. Chapitre 3) pour chacune des deux bases de données de précipitation suivantes :

(i) **KGP** : il s'agit d'une base de données horaires de précipitations établie par Météo-France et utilisant uniquement les mesures pluviométriques. Les mêmes traitements que la réanalyse ont été opérés pour spatialiser les données pluviométriques horaires et journalières sans utiliser l'information radar : les cumuls pluviométriques quotidiens sont spatialisés par krigeage, puis désagrégés au pas de temps horaire à partir du krigeage des données pluviométriques horaires (cf. Chapitre 2).

(ii) **REA** : il s'agit de la réanalyse des lames d'eau au pas de temps horaire établie par Météo-France qui utilise les images radar de précipitation pour spatialiser les cumuls de précipitation des pluviomètres horaires et journaliers (cf. Chapitre 2).

Nous adoptons une procédure de calage-contrôle (cf. Chapitre 4) sur deux périodes indépendantes de 5 ans (1997-2001 et 2002-2006). Les paramètres des modèles pluie-débit semi-distribués sont **recalés** par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins, sur chaque sous-période, chaque bassin versant et **pour chaque base de données de précipitation** (KGP et REA). Il s'agit donc d'une analyse de sensibilité *dynamique*, avec adaptation des paramètres aux entrées, plutôt qu'une analyse *statique* où l'on utiliserait un même jeu de paramètres dans les deux cas (Andréassian et al. 2004b). Cette seconde solution pose en effet le problème de déterminer quel unique jeu de paramètre optimal doit être adopté.

7.2.1.3 Evaluation des simulations semi-distribuées de débit

Les simulations semi-distribuées de débit obtenues pour chaque forçage des données de précipitations (KGP et REA) après re-calage des paramètres sont évaluées en validation par rapport aux débits observés à l'exutoire des 181 bassins versants (cf. Chapitre 3). Puisque nous cherchons à quantifier l'utilité de l'information radar pour la modélisation pluie-débit des bassins versants, nous nous intéressons particulièrement aux événements de crue : les simulations de débit sont évaluées sur les événements de crue uniquement. Pour cela, nous avons sélectionnés 20 événements de crue sur chaque bassin entre 1997 et 2006, soit un total de 3620 événements de crue sur notre échantillon de 181 bassins versants (cf. Chapitre 3).

Sur chaque événement de crue et pour chaque base de données (KGP et REA), les performances du modèle semi-distribué pluie-débit sont calculées par le critère KGE (Kling-Gupta Efficiency). Nous choisissons d'utiliser le critère KGE parce qu'il fournit une mesure bien équilibrée entre la variance, le coefficient de corrélation et le biais (Gupta et al. 2009). De plus, c'est un critère représentatif des trois critères événementiels (erreurs sur les volumes, amplitudes et déphasages des pics de crue) comme nous l'avons constaté au Chapitre 6.

Les simulations de débit obtenues en réponse aux données de précipitation KGP et REA sont ensuite comparées en utilisant le critère d'indice de performance relative (Lerat et al. 2012a) présenté dans le Chapitre 4. Une analyse particulière sera faite sur les bassins versants pour lesquels nous constatons les différences les plus importantes sur la qualité des simulations de débit entre les deux bases de données de précipitation (KGP et REA).

7.2.2 Evaluation des bases de données de précipitation

7.2.2.1 Calcul de la densité du réseau de mesure pluviométrique

Les bases de données de précipitations KGP et REA utilisent les données issues du réseau de mesure pluviométrique ponctuel sur l'ensemble du territoire français métropolitain. Or, le réseau de mesure évolue dans le temps et les pluviomètres ne sont pas uniformément répartis sur le territoire. Par conséquent, il est possible que la densité du réseau de mesure ponctuel impacte la qualité des estimations des champs de précipitations.

Nous proposons ci-dessous une mesure de la densité du réseau pluviométrique à l'échelle du bassin versant. Pour cela, nous utilisons les coordonnées des pluviomètres horaires et journaliers pour définir la **surface pluviométrique S_{PLU}** qui est la moyenne des surfaces des polygones de Thiessen intersectant le bassin versant pondérée par la surface d'occupation de chaque polygone sur le bassin :

$$S_{PLU} = \sum_{k=1}^{N} \rho_k . S_k^{Th} \qquad \textbf{Eq. 27}$$

avec *N* le nombre de pluviomètres horaires et journaliers qui étaient opérationnels sur la durée de l'événement, ρ_k la proportion de la surface du polygone de Thiessen du pluviomètre *k* qui est comprise dans le bassin versant et S_k^{Th} la surface du polygone de Thiessen du pluviomètre *k* calculé pour le réseau de mesure ponctuel horaire et journalier.

La densité du réseau pluviométrique est calculée pour chaque événement de crue en utilisant l'ensemble des pluviomètres horaires et journaliers qui étaient opérationnels sur la durée de la crue. Notons que la position des mesures pluviométriques horaires et journalières sont connues pour chaque heure (et chaque jour) de la période d'étude (1997-2006).

Les polygones de Thiessen des réseaux pluviométriques horaires et journaliers ainsi que les surfaces pluviométriques correspondantes ont été calculées sur le territoire français métropolitain (cf. annexe 8). La Figure 55 illustre le calcul de la surface pluviométrique pour deux événements de crue du bassin versant de la Bruche à Holtzheim (A2860110, 676 km²). Les précipitations qui ont entraîné la crue du 26 février 1997 et du 20 mars 2002 ont été respectivement mesurées par 13 et 12 pluviomètres qui étaient opérationnels de 20% à 60% du temps sur les durées de précipitation respectives de 57 et 52 heures. Les surfaces pluviométriques correspondantes sont de 107 km² et 126 km², c'est-à-dire qu'il y avait en moyenne 1 pluviomètre tous les 107 km² et 126 km² respectivement.

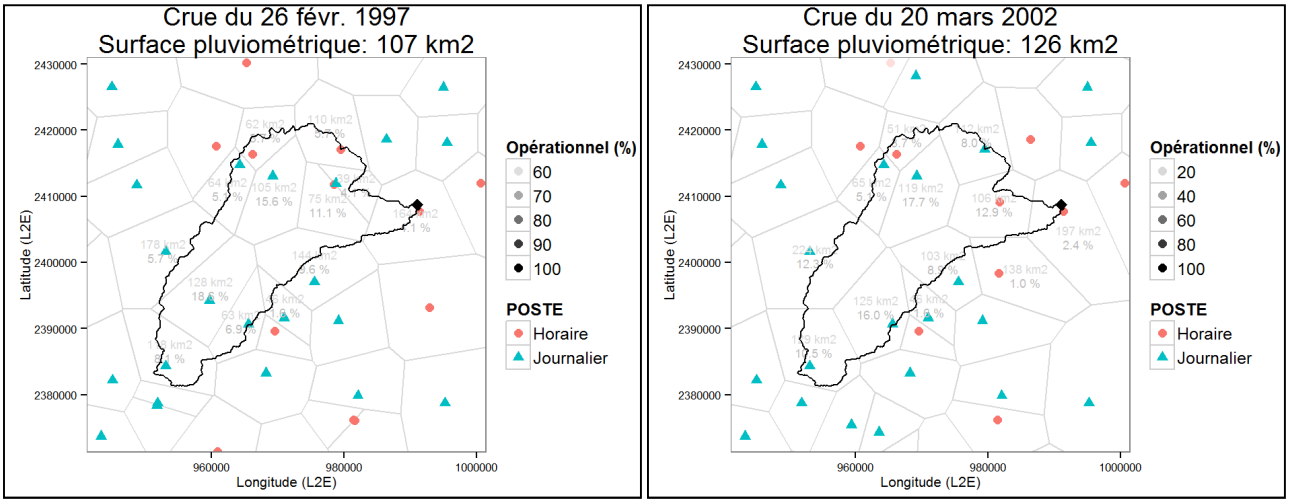


Figure 55 : Réseau de mesure pluviométrique opérationnel sur le bassin versant de la Bruche à Holtzheim (A2860110, 676 km²) pour l'échantillonnage de deux événements de crue survenus le 26 février 1997 (gauche) et le 20 mars 2002 (droite). La surface du polygone de Thiessen (en km²) et le pourcentage d'occupation du bassin sont indiqués dans chaque polygone qui intersecte le bassin versant.

7.2.2.2 Incertitudes des bases de données de précipitation et qualification des données

Les deux bases de données de précipitations (REA et KGP) utilisent le krigeage pour spatialiser les données pluviométriques ponctuelles de précipitation (cf. Chapitre 2, Guéguen et al., 2011). Cette méthode de spatialisation permet de quantifier l'incertitude associée à l'estimation par modélisation de la structure spatiale à partir du variogramme. Cette incertitude est usuellement représentée par la carte d'écart-types ou de variances de l'erreur de krigeage : c'est un indicateur qualitatif de la qualité de l'estimation.

A partir des cartes de variance de l'erreur d'estimation des différents krigeages utilisés pour constituer les bases de données REA et KGP (krigeage ordinaire et krigeage avec dérive externe), une erreur standard d'estimation a été calculée (Guéguen et al. 2011). Cette erreur standard d'estimation est renseignée pour chaque heure, chaque pixel de 1x1 km et pour chaque base de données (REA et KGP). Elle s'exprime en millimètres et varie entre 0 et l'infini.

Nous rappelons que, dans le cas de la réanalyse, une composite radar horaire est calculée sur toute la France et sert de dérive externe pour le krigeage des données pluviométriques horaires (cf. Chapitre 2, Guéguen et al., 2011). Si aucune donnée radar n'est disponible, le cumul issu du krigeage ordinaire des pluviomètres est utilisé. Par conséquent, il est important de connaître la présence ou non d'une information radar afin de comparer les deux bases de données sur des périodes pour lesquelles les données utilisées sont différentes. Pour cela, nous utilisons le code de qualification des données de la réanalyse (cf. Chapitre 2) qui précise pour chaque heure et chaque pixel de 1x1 km la présence d'une observation radar.

Les bases de données de précipitations REA et KGP sont comparées sur les surfaces des bassins versants pour des événements de crue. Nous proposons ci-dessous une mesure de l'erreur standard l'estimation ERR_{BV} et du code de qualification QF_{BV} à l'échelle du bassin pour une période donnée :

$$ERR_{BV} = \frac{\sum_{k=1}^{N} \sum_{t=1}^{T} E_k(t)}{N} \quad \textbf{Eq. 28}$$

$$QF_{BV} = \frac{\sum_{k=1}^{N} \frac{\sum_{t=1}^{T} Q4_k(t)}{T}}{N} \quad \textbf{Eq. 29}$$

avec $E_k(t)$ et $Q4_k(t)$ l'erreur standard d'estimation et le code de qualification du pixel k au temps t respectivement, N le nombre de pixels 1x1 km compris dans le bassin versant et T la durée de la période sur laquelle la base de donnée est évaluée.

Nous rappelons que le code de qualification est codé sur quatre valeurs (0, 1, 2 ou 3). Il indique une utilisation exclusive des mesures pluviométriques (Q4=0) ou une utilisation d'observations radar uniquement aux pas de temps horaire (Q4=1) et journalier (Q4=2) ou aux pas de temps journaliers et horaires (Q4=3).

Les erreurs standard d'estimation ERR_{BV} varient entre 0 et l'infini et s'expriment en millimètres. Elles dépendent des cumuls de précipitations ponctuels mesurés : elles sont plus importantes sur les bassins qui présentent les plus forts cumuls de précipitations sur les événements. Afin de faciliter les comparaisons entre les événements, nous utiliserons **l'erreur standard d'estimation normalisée** par le cumul des précipitations moyenné sur le bassin ERR_{BV}/P_{BV}.

La Figure 56 montre à titre d'exemple le code de qualification, l'erreur standard d'estimation et le champ de précipitation estimé pour les deux bases de données REA et KGP sur l'événement de crue du 20 mars 2002 de la Bruche à Holtzheim (676 km²). Selon les estimations de la réanalyse des lames d'eau, les cumuls de précipitations varient entre 7 et 156 mm, l'erreur standard d'estimation cumulée varie entre 11 et 96 mm et le code de qualification indique la présence de mesures radar de précipitation pendant l'événement de crue d'une durée de 52 h.

Le code de qualification est QF_{BV}=2,3 pour la réanalyse et il est nul pour le krigeage des pluviomètres puisque les mesures radar ne sont pas utilisées pour cette base de données (Figure 56). On observe une forte variabilité spatiale des précipitations entre l'amont et l'aval du bassin dont les plus forts cumuls sont observés dans une zone où il n'y a pas de pluviomètre (Figure 56). En conséquence, les estimations des champs de précipitation sont différentes : les cumuls de précipitation moyennés sur le bassin sont de 61 et 64 mm entre les bases de données REA et KGP respectivement (Figure 56). Notons que pour cet événement particulier, l'information radar permet, *a priori*, de mieux reproduire le champ de précipitation puisque l'erreur standard d'estimation à l'échelle du

bassin est réduite entre la réanalyse des lames d'eau (ERR_{BV} = 35 mm) et l'utilisation exclusive des données pluviométriques (ERR_{BV} = 40 mm).

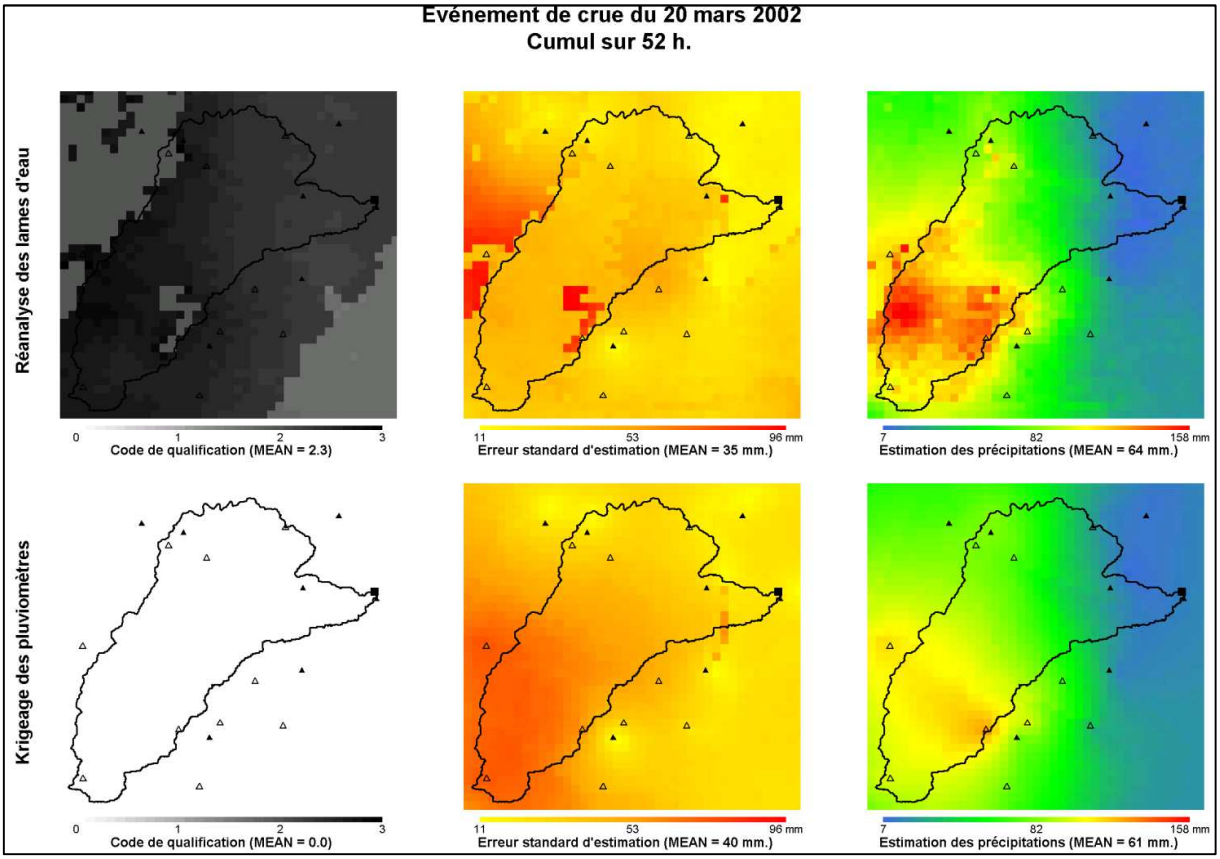


Figure 56 : Code de qualification des données de précipitation, erreur standard d'estimation et champ des précipitations estimés avec la base de données de la réanalyse des lames d'eau (haut) et la base de données du krigeage des pluviomètres (bas) sur le bassin versant de la Bruche à Holtzheim (A2860110, 676 km²) pour l'événement du 20 mars 2002. La moyenne des données tracées sur la totalité de la fenêtre est renseignée dans le titre de chaque légende. Les triangles pleins et vides correspondent aux pluviomètres horaires et journaliers respectivement.

7.2.2.3 Caractérisation des estimations des champs de précipitation

Pour les deux bases de données, KGP et REA, la méthode d'estimation des champs de précipitation (cf. Chapitre 2) préserve au mieux le cumul pluviométrique mesuré au droit du pluviomètre et les différences résident seulement dans le type de données utilisées par la méthode de spatialisation des précipitations (utilisation ou non des images radars). Par conséquent, les bases de données doivent nécessairement être évaluées sur une surface.

Dans le cadre de cette thèse, puisque les estimations des précipitations sont évaluées à travers la qualité des simulations de débit, nous choisissons de comparer les estimations de précipitation sur la surface des bassins versants. Dans ce chapitre, nous utilisons les indices suivants (cf. Chapitre 3) :

- le cumul de précipitation, qui est calculé sur la surface du bassin sur une période donnée ;

- l'intensité extrême de précipitation qui correspond au 99ième percentile des précipitations horaires estimées sur les pixels du bassin versant et sur une période donnée ;
- les indices de variabilité spatiale et de localisation des champs de précipitation établis par Smith et al. (2004) ;
- l'indice de mouvement calculé à partir de la vitesse des champs de précipitations à l'échelle du bassin versant (Zoccatelli et al. 2011).

Ces indices sont calculés pour chaque événement de crue sélectionné parmi notre échantillon de 181 bassins versants. Ils sont ensuite utilisés pour caractériser les estimations des champs de précipitation et comparer les bases de données KGP et REA.

7.3 Résultats

7.3.1 Analyse des bases de données de précipitation

7.3.1.1 Densité pluviométrique à l'échelle des bassins versants

Nous rappelons que les bases de données de précipitation (REA et KGP) utilisent le même réseau de mesure pluviométrique. La densité du réseau de mesure au sol a été calculée pour les pluviomètres horaires et journaliers qui étaient opérationnels pour mesurer les précipitations des 3620 événements de crue répartis sur les 181 bassins versants de notre échantillon (Figure 57).

Nous remarquons que le réseau de mesure pluviométrique est très hétérogène sur le territoire métropolitain français (Figure 57). Parmi notre échantillon de bassins, on observe que (Figure 57) :

- la densité du réseau de mesure pluviométrique moyennée sur 20 événements de crue par bassin varie entre 34.2 km² pour le bassin de l'Ardèche à Meyras (V5004030, 99 km²) et 420 km² pour le bassin de la Lys à Delettes (E3511220, 162 km²) pour une moyenne de 159 km² sur l'échantillon ;
- le réseau de mesure pluviométrique est éparpillé sur les bassins situés au Nord de la France, sur la côte Atlantique et sur certains bassins du Nord-Est de la France ;
- le réseau de mesure pluviométrique est dense sur les bassins situés autour de la région parisienne, sur les bassins méditerranéens et les bassins cévenols.

Il est intéressant de remarquer que le réseau de mesure pluviométrique est dense dans les régions exposées à de fortes variabilités spatiales des champs de précipitation (cf. Chapitres 3 et 6) telles que les régions méditerranéennes et cévenoles. Ces régions sont connues pour être soumises à des orages convectifs dont les champs de précipitation sont spatialement hétérogènes avec des fortes intensités de précipitation (Berne et al. 2009; Delrieu et al. 2005, 2009b).

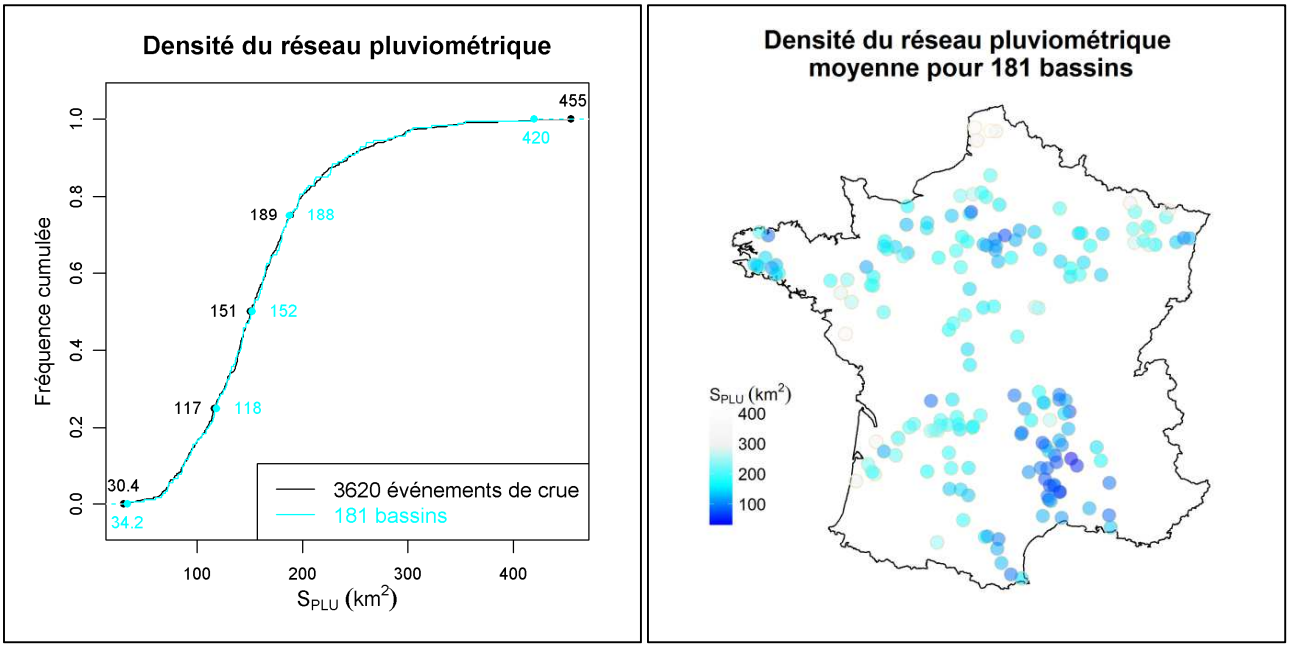


Figure 57 : Densité du réseau pluviométrique à l'échelle des bassins versants, calculée pour 3620 événements de crue et moyennée sur 20 événements de crue pour 181 bassins : (gauche) distribution ; (droite) répartition géographique de la densité du réseau pluviométrique moyennée sur chaque bassin versant.

7.3.1.2 Code de qualification des données à l'échelle des bassins versants

Contrairement à la base de données issue du krigeage des pluviomètres, la réanalyse des lames d'eau utilise les observations radar pour spatialiser les mesures ponctuelles des précipitations. La qualification des données de précipitation qui permet de renseigner la présence des observations radar a été calculée pour les 3620 événements de crue à l'échelle des 181 bassins (Figure 58).

Le code de qualification moyenné sur les événements de crue et la surface des bassins versants varie entre 0 et 2,92 (Figure 58) avec une valeur moyenne de 1,90. Parmi les 3620 événements de crue, les calculs du code de qualification nous indiquent que :

- 111 événements ne bénéficient pas d'information radar ($QF_{BV} = 0$) ;
- 233 événements ont peu d'information radar ($0 < QF_{BV} < 1$) ;
- 1146 événements sont assez bien observés par les radars ($1 < QF_{BV} < 2$) ;
- 2130 événements sont observés par les radars sur la quasi-totalité de leur durée ($QF_{BV} > 2$).

Le code de qualification moyenné sur 20 événements pour chacun des bassins versants varie entre 0,52 et 2,6 (Figure 58). Parmi les 181 bassins de notre échantillon, le code de qualification moyen par bassin indique que 11 bassins ne contiennent pratiquement pas d'information radar ($QF_{BV} < 1$) et 87 bassins contiennent beaucoup d'information radar ($QF_{BV} > 2$). On remarque que (Figure 58) :

- les bassins situés sur la côte Atlantique contiennent le moins d'information radar ;
- les bassins situés au Nord et à l'Est de la France ainsi que quelques bassins situés autour de la région parisienne contiennent beaucoup d'information radar ;
- les bassins cévenols ainsi que les bassins du Sud-Ouest de la France contiennent le plus d'observation radar.

Etonnamment, on remarque que les bassins dont les événements sont le mieux observés par les radars sont aussi situés dans les régions où le réseau de mesure au sol est le plus dense. En effet, les bassins cévenols dont les précipitations sont bien observées par les radars (Figure 58) contiennent aussi un réseau de mesure pluviométrique très dense (Figure 57).

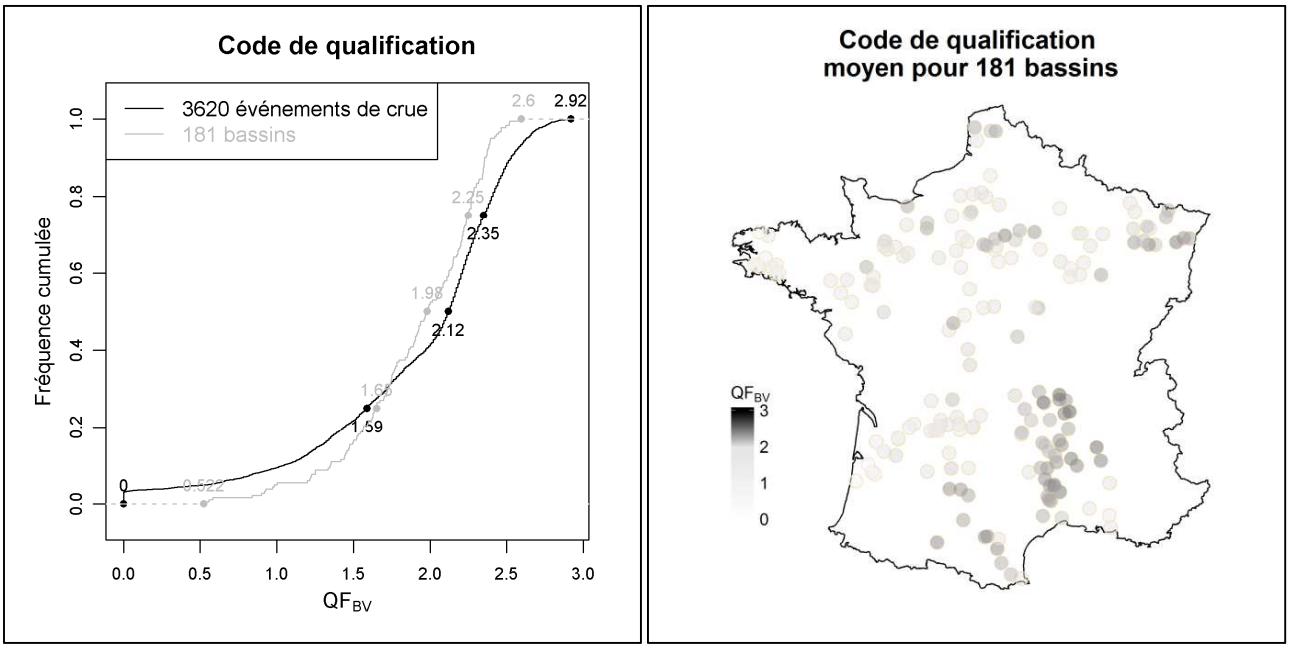


Figure 58 : Code de qualification des données de précipitations calculé à l'échelle des bassins versants pour 3620 événements de crue et moyennée sur 20 événements de crue pour 181 bassins : (gauche) distribution ; (droite) répartition géographique du code de qualification moyennée sur chaque bassin versant.

7.3.1.3 Comparaison des erreurs standard d'estimation des précipitations à l'échelle des bassins versants

L'erreur standard d'estimation associée aux bases de données de précipitation REA et KGP a été calculée sur la surface des 181 bassins pour 3620 événements de crue. La comparaison des erreurs standard d'estimation moyennées sur la surface des bassins et cumulées sur la durée des événements montrent qu'elles sont similaires entre la réanalyse et le krigeage des pluviomètres (Figure 59) : elles varient entre 0 et 250 mm et entre 0 et 226 mm respectivement.

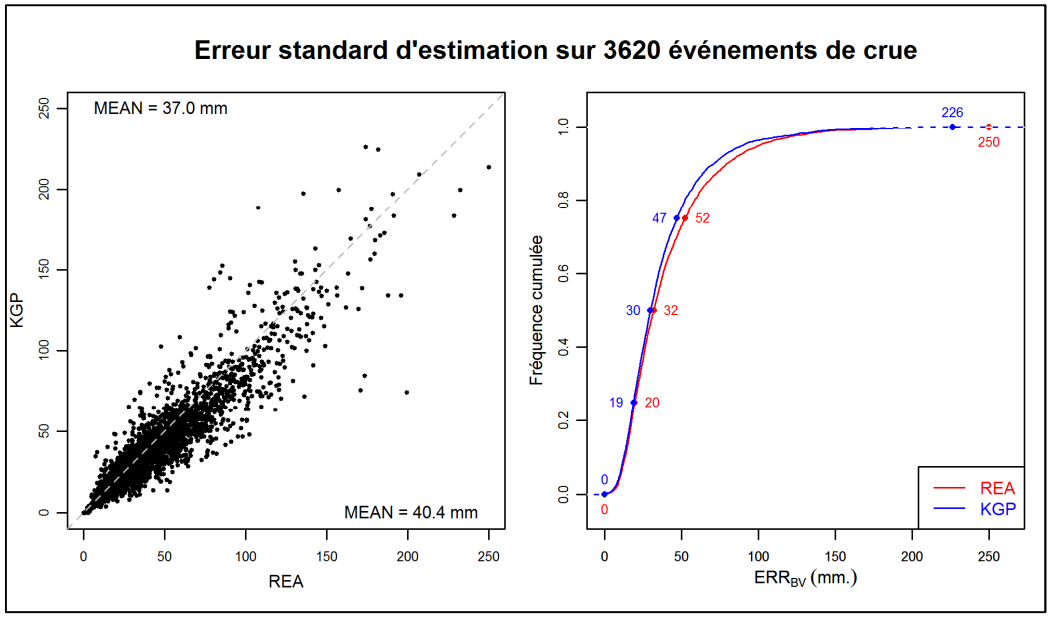


Figure 59 : Comparaison de l'erreur standard d'estimation calculée sur la surface des bassins pour 3620 événements de crue entre les estimations de précipitation de la réanalyse (REA) et du krigeage des pluviomètres (KGP)

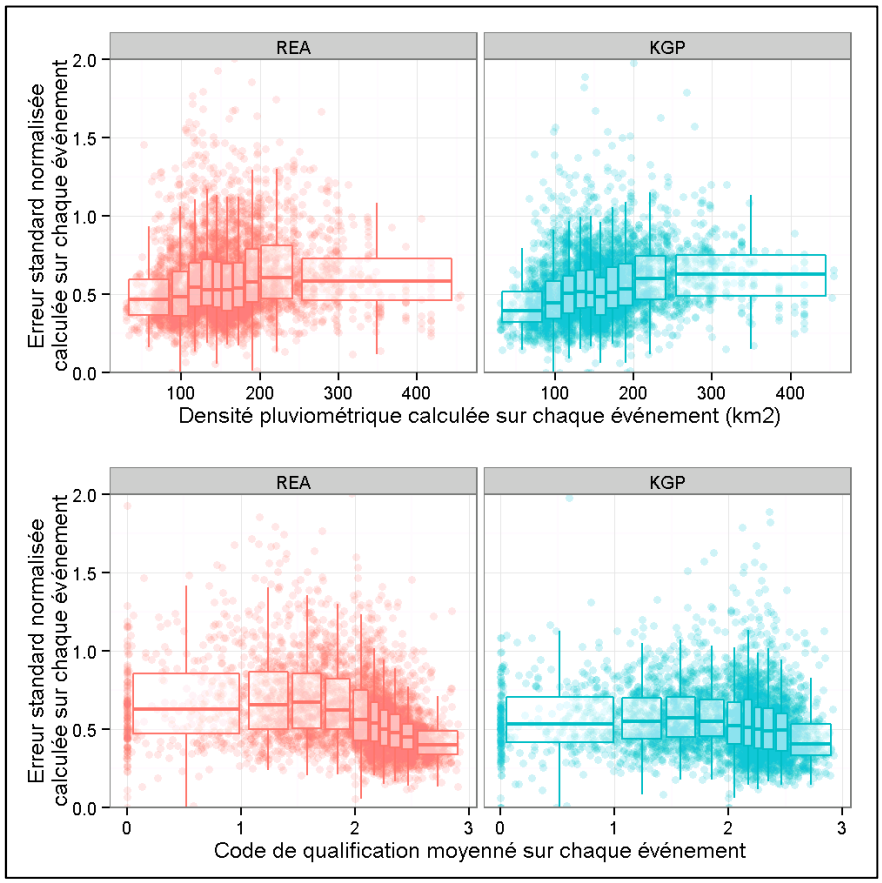


Figure 60 : Erreur standard d'estimation normalisée (ERR_{BV}/P_{BV}) calculée sur la surface des bassins pour 3620 événements et chacune des estimations de précipitation étudiées (REA et KGP). Les boites à moustache présentent les distributions pour dix groupes d'événements (320 événements par groupe) classés selon la densité du réseau de mesure pluviométrique (haut) ou le code de qualification des données de la réanalyse (bas).

La Figure 60 présente pour chaque base de données (REA et KGP) l'erreur standard d'estimation calculée sur chaque événement en fonction de la densité du réseau pluviométrique et du code de qualification des données de précipitation. Nous observons que (Figure 60) :

- l'erreur standard d'estimation du krigeage des pluviomètres est d'autant plus grande que la densité du réseau pluviométrique est faible (c'est-à-dire que la surface pluviométrique est grande). Ce résultat n'est pas surprenant puisque, pour cette base de données construite à partir du krigeage des mesures pluviométriques uniquement, les écarts-types du krigeage sont minimaux à proximité des données ponctuelles. Ainsi, la confiance en l'estimation des précipitations est forcément plus grande dans les zones où la densité des mesures ponctuelles est élevée. Notons que cette tendance est beaucoup moins claire avec les données de la réanalyse.
- l'erreur standard d'estimation de la réanalyse, qui utilise un krigeage des pluviomètres avec l'observation radar (corrigée et étalonnée à l'aide des pluviomètres) comme dérive externe, est d'autant plus faible que le code de qualification est élevé (c'est-à-dire que l'information radar est utilisée).
- En ce qui concerne les données du krigeage des pluviomètres, les erreurs d'estimation diminuent sensiblement lorsque le code de qualification est supérieur à 2 alors que ces données ne contiennent pas d'information radar. Cette tendance est liée au fait que les précipitations qui sont bien observées par le radar (i.e. code de qualification élevé) sont aussi situées dans les zones où la densité du réseau pluviométrique est élevée (Figure 57 et Figure 58). Néanmoins, notons que cette tendance est beaucoup plus faible par rapport à celle qui a été mise en évidence avec les données de la réanalyse. Ceci montre que l'information radar, lorsqu'elle est suffisamment présente dans la réanalyse ($QF_{BV} > 2$), améliore l'interpolation spatiale des données ponctuelles de précipitation.

L'erreur standard d'estimation est corrélée à la densité du réseau de mesure ponctuel pour le krigeage des pluviomètres tandis qu'elle est liée au code de qualification pour la réanalyse. En d'autres termes, par rapport aux estimations issues du krigeage des pluviomètres uniquement, on s'attend à de meilleures estimations avec la réanalyse sur les événements qui sont bien observés par le radar ($QF_{BV} > 2$) ou à des estimations d'aussi bonne qualité dans les zones où la densité du réseau de mesure ponctuel est suffisante pour capturer la variabilité spatiale des précipitations.

7.3.1.4 Comparaison des estimations des champs de précipitation sur 3620 événements

Sur la base des 3620 événements sélectionnés sur nos 181 bassins versants, différents indices ont été calculés pour caractériser les champs de précipitation dans le but de comparer les estimations entre les deux bases de données étudiées (Figure 61).

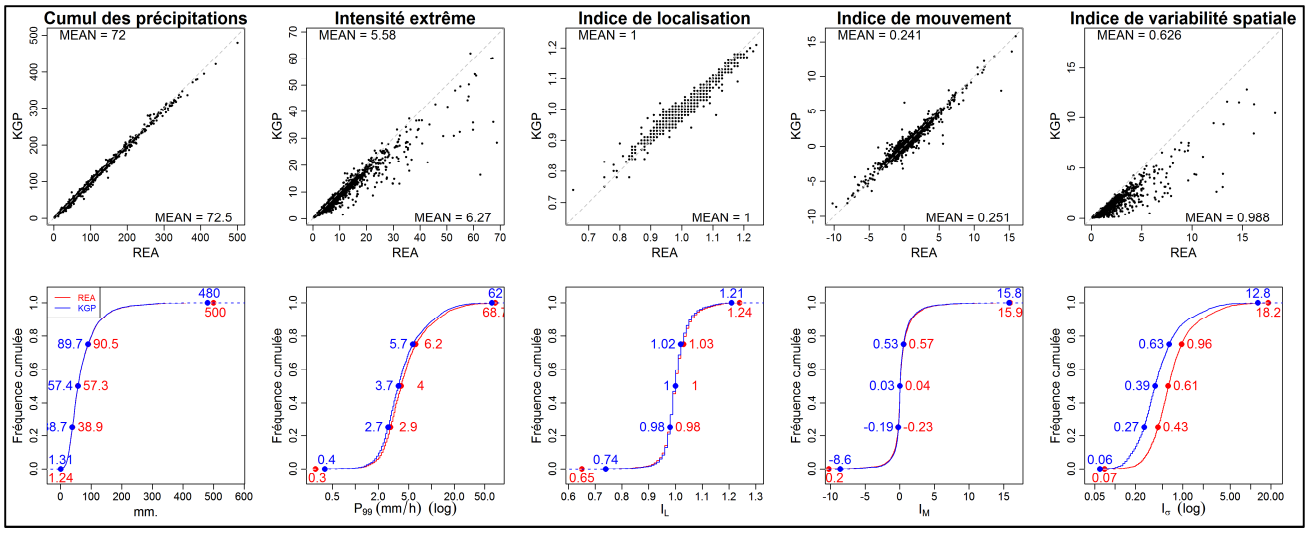


Figure 61 : Comparaison sur 3620 événements de crue des caractéristiques des champs de précipitations estimés à partir des bases de données de la réanalyse (REA) et du krigeage des pluviomètres (KGP).

Nous constatons que (Figure 61) :

- La réanalyse des lames d'eau préserve les cumuls de précipitation, la localisation et le déplacement des champs de précipitations estimés avec le krigeage des pluviomètres.
- Les intensités extrêmes de précipitations (c'est-à-dire le 99ième quantile des précipitations) sont légèrement plus importantes avec la réanalyse des lames d'eau : P_{99} = 6,27 mm/h contre P_{99} = 5,58 mm/h (avec le krigeage des pluviomètres) en moyenne sur 3620 événements.
- La variabilité spatiale des champs de précipitations estimés avec la réanalyse est clairement plus importante pour la totalité des événements : en moyenne sur les 3620 événements l'indice de variabilité spatiale est I_σ = 0,988 (REA) et I_σ = 0,626 (KGP).

Ces résultats montrent que les observations radar utilisées dans la réanalyse des lames d'eau mènent à une estimation des champs de précipitations avec une plus grande variabilité spatiale (censée être meilleure que celle estimée avec le réseau de mesure ponctuel) sans dégrader les quantités de précipitations (censées être mesurées avec une meilleure précision par les pluviomètres). Est-ce que ces différences observées sur les champs de précipitation mènent à des simulations de débit de meilleure qualité ?

7.3.2 Analyse des simulations de débit semi-distribuées

7.3.2.1 Comparaison des jeux de paramètres du modèle hydrologique pluie-débit

Les six paramètres du modèle hydrologique semi-distribué ont été optimisés pour 181 bassins versants par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins, pour chaque base de données de précipitation étudiées (REA et KGP). Nous constatons que les paramètres sont très similaires quel que soit la base de données de précipitation utilisée (Figure 62).

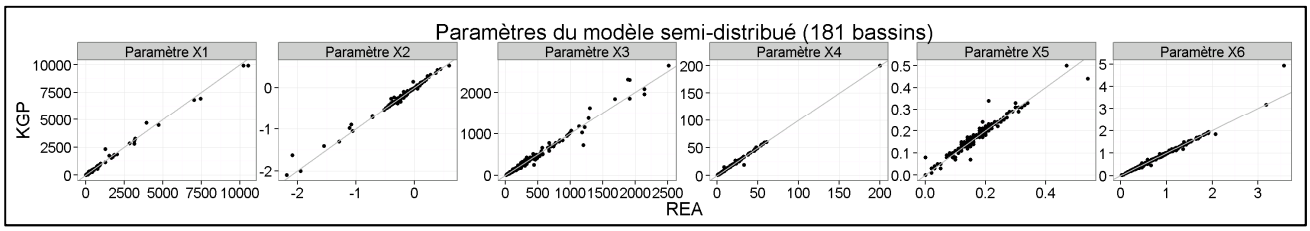


Figure 62 : Comparaison sur l'échantillon des 181 bassins versants des six paramètres du modèle pluie-débit semi-distribué optimisés sur deux périodes de cinq années entre un forçage des précipitations estimées par le krigeage des pluviomètres (KGP) et la réanalyse des lames d'eau (REA).

Ce résultat est important car on aurait pu s'attendre à des jeux de paramètres différents en lien avec des données de précipitations différentes. En effet, certains travaux ont montré que le modèle hydrologique, lorsque ses paramètres sont optimisés par rapport au débit observé, a la faculté d'ajuster ses jeux de paramètres pour compenser les imperfections des estimations des données d'entrée de précipitation (Andréassian et al. 2001; Price et al. 2013). D'autres travaux ont montré que les erreurs induites par la mesure radar peuvent s'accumuler dans le temps et affecter l'optimisation du modèle hydrologique pluie-débit (Finnerty et al. 1997; Anagnostou et al. 1998; Johnson et al. 1999; Borga 2002; Yilmaz et al. 2005; He et al. 2013).

Pour éviter les compensations entre l'optimisation des paramètres du modèle pluie-débit avec les estimations erronées de précipitation, le modèle hydrologique est parfois optimisé en utilisant uniquement la base de donnée d'entrée de précipitation jugée la plus fiable (Sun et al. 2000; Cole and Moore 2008; Gali et al. 2012; Moreno et al. 2012). Cela conduit à réaliser une analyse de sensibilité statique. Cependant, dans ce cas, la comparaison d'estimations de précipitation différentes à travers la qualité des simulations de débit est biaisée puisque cette méthodologie tend à favoriser le modèle hydrologique qui a été optimisé.

Dans notre cas, le forçage des précipitations avec les données de la réanalyse n'affecte pas l'optimisation des paramètres du modèle pluie-débit par rapport à l'utilisation exclusive des pluviomètres (Figure 62). Ceci peut être la conséquence des nombreux traitements opérés (cf. Chapitre 2) pour corriger les observations radar et contraindre la réanalyse à respecter les cumuls de précipitation mesurés par les pluviomètres (Figure 61). Ceci étant, est-ce que l'information spatiale

des champs de précipitation de la réanalyse (cf. Figure 61) a un impact sur la réponse des bassins ? Est-ce que les données d'entrée issues de la réanalyse des lames d'eau permettent d'améliorer la qualité des simulations de débit ?

7.3.2.2 Comparaison des performances du modèle hydrologique pluie-débit

Le modèle pluie-débit semi-distribué a été appliqué pour chaque base de données de précipitation étudiée (REA et KGP) sur les 181 bassins versants de notre échantillon. Les performances du modèle hydrologique sont évaluées en validation en comparant sur 3620 événements de crue la qualité des simulations de débit par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins.

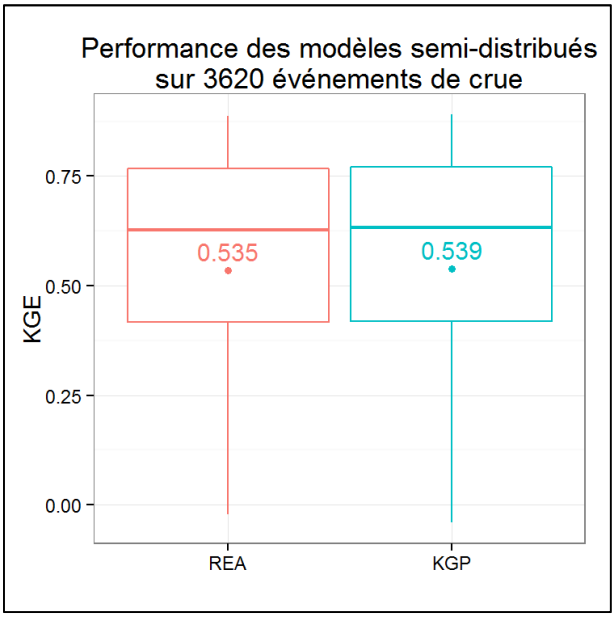


Figure 63 : Distribution des performances en validation du modèle semi-distribué pluie-débit avec un forçage des précipitations estimées par la réanalyse (REA) ou le krigeage des pluviomètres (KGP). Les performances sont évaluées par le critère KGE sur 3620 événements de crue sélectionnés sur l'échatillon de 181 bassins

Les distributions de performances du modèle hydrologique sont quasiment identiques entre un forçage des précipitations estimées par la réanalyse des lames d'eau et l'utilisation exclusive des pluviomètres : en moyenne sur les 3620 événements de crue, le critère d'évaluation est KGE=0.535 pour la réanalyse des lames d'eau et KGE=0.539 pour le krigeage des pluviomètres (Figure 63). Les performances des modèles hydrologiques pluie-débit sont ensuite comparées à l'aide de l'indice de performance relative pour chaque événement de crue (3620 événements au total) puis pour chaque bassin versant (20 événements par bassin) (Figure 64).

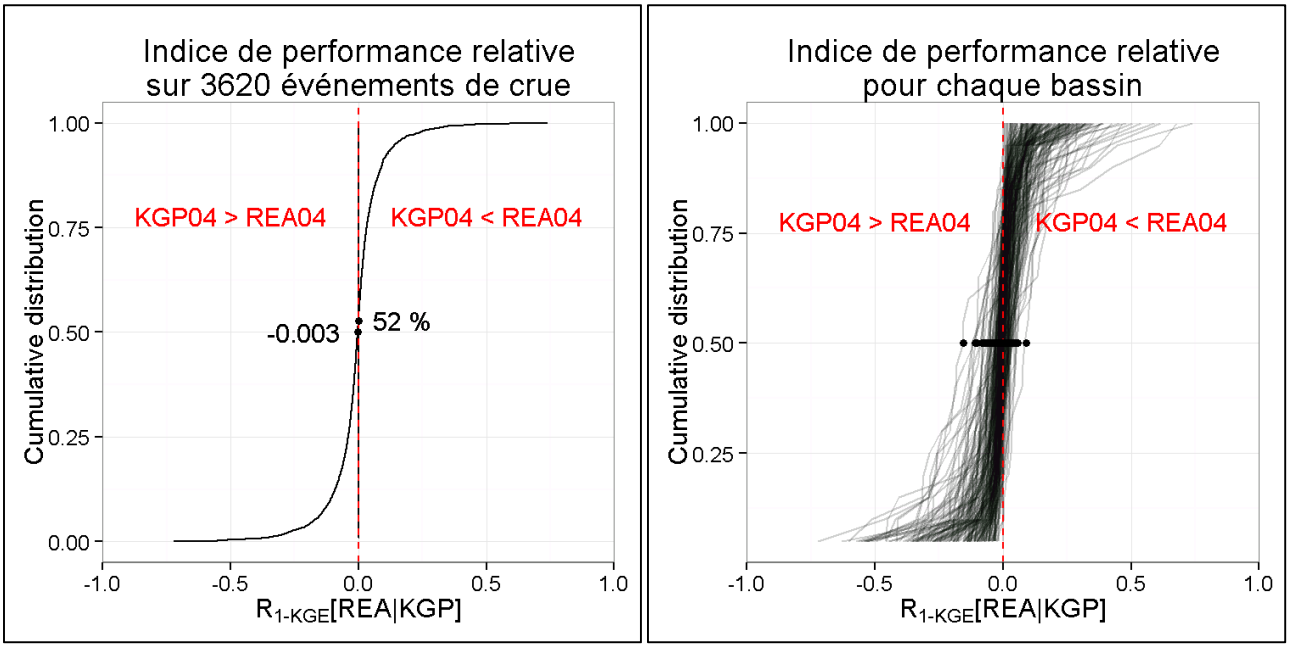


Figure 64 : Comparaison des performances en validation du modèle hydrologique pluie-débit semi-distribué entre un forçage des précipitations estimées par la réanalyse (REA) et le krigeage des pluviomètres (KGP) pour chaque événement de crue (gauche) et sur 20 événements de crue pour chaque bassin (droite).

L'analyse basée sur les 3620 événements de crue pour une grande diversité de bassins versants français montre que les résultats sont contrastés : 52% des événements de crue sont mieux simulés avec un forçage des précipitations estimées par l'utilisation exclusive des pluviomètres (Figure 64). L'information radar contenue dans la réanalyse des lames d'eau n'améliore la qualité des simulations de débit que dans 48% des cas. Il est difficile de conclure sur la suprématie de l'une des bases de données de précipitation étant donné la faible valeur de l'indice de performance relative médian égale à -0,003 (Figure 64).

Cependant, si ce large échantillon d'événements de crue est analysé par bassin, il apparaît que ces résultats contrastés sont variables entre les bassins : les précipitations de la réanalyse des lames d'eau estimées à l'aide de l'information radar améliorent la qualité des simulations de débit à l'exutoire de certains bassins, alors que l'impact ces estimations de précipitation par rapport à une utilisation exclusive des pluviomètres est insignifiant, voire nuisible, sur d'autres bassins (Figure 64). Ce résultat montre qu'il est important d'étudier l'impact des estimations de précipitation sur la modélisation pluie-débit pour une grande diversité de bassins versants (Gupta et al. 2013; Andréassian et al. 2009) et d'analyser les résultats au cas par cas pour mieux identifier et comprendre les causes de cette grande variété de résultats.

7.3.2.3 Dans quelles conditions les estimations de précipitation de la réanalyse améliorent-elles la qualité des simulations de débit ?

Nous cherchons à expliquer dans quels cas la qualité des simulations de débit est influencée par l'utilisation de l'observation radar pour estimer les précipitations. Parmi les nombreuses études de la littérature, de récents travaux ont montré que l'utilisation des observations radar améliore la simulation pluie-débit uniquement lorsque la densité du réseau de mesure ponctuel est trop faible (Biggs and Atkinson 2011; He et al. 2013; Price et al. 2013; Teague et al. 2013).

Jusqu'à présent, nous avons vu que l'information radar utilisée pour la réanalyse des lames d'eau mène à des différences significatives sur la variabilité spatiale des champs précipitations par rapport à l'utilisation exclusive des mesures ponctuelles (Figure 61). De plus, chaque estimation des précipitations est accompagnée d'une incertitude qui est quantifiée pour chaque base de données étudiée par l'erreur standard d'estimation (Figure 59).

Pour prendre en compte ces nouvelles données, les simulations pluie-débit avec un forçage des précipitations de la réanalyse et du krigeage des pluviomètres sont comparées en fonction de la densité du réseau de mesure pluviométrique et de la présence d'observations radar. Par ailleurs, nous cherchons à savoir si une représentation plus fine de variabilité spatiale des champs de précipitation et si l'analyse de l'erreur standard d'estimation permettent d'expliquer le contraste des résultats obtenus (Figure 64). La Figure 65 présente la comparaison des simulations de débits pour dix groupes d'événements de crue classés selon la variable d'intérêt analysée :

- La densité pluviométrique et le code de qualification ne permettent pas d'identifier les événements de crue qui sont mieux simulés grâce à l'utilisation de la réanalyse des lames d'eau : les distributions de l'indice de performance relative sont équilibrées autour de 0 et sont similaires pour tous les groupes d'événements.
- De même, une représentation plus fine de la variabilité spatiale des champs de précipitation ne permet pas de mettre en évidence une amélioration des simulations de débit.
- A l'opposé, les 320 événements du groupe dont l'erreur standard de la réanalyse est la plus faible par rapport à celle du krigeage (erreur standard d'estimation relative entre -3,67 et 2,55) montrent une amélioration des simulations de débit avec le forçage de la réanalyse des lames d'eau ($\overline{R_{1-KGE}[REA|KGP]} = 0{,}01$).

Ces résultats soulignent la difficulté de mettre en évidence l'utilité de la réanalyse des lames d'eau avec les observations radar pour la simulation des débits. Ceci peut être dû au fait que les bassins qui bénéficient le plus d'observation radar présentent aussi les plus grandes densités du réseau de mesure ponctuelle (Figure 57 et Figure 58). De plus, les bassins versants cévenols et méditerranéens, dont les simulations de débit sont les plus sensibles à l'hétérogénéité spatiale des données

d'entrée de précipitation (cf. Chapitre 6), sont très bien échantillonnés par le réseau de mesure ponctuel (Figure 57). Dans ces cas-là, il est possible que les champs de précipitation soient suffisamment bien capturés par le réseau de mesure ponctuel et il n'est plus possible de distinguer l'impact de l'information radar sur les simulations de débits.

Néanmoins, lorsque les estimations de la réanalyse des lames d'eau sont jugées moins incertaines que celles du krigeage des pluviomètres (sur la base des erreurs standard d'estimation), les performances des modèles pluie-débit sont améliorées par le forçage de la réanalyse (Figure 65). C'est pourquoi il paraît plus judicieux de comparer les simulations entre les deux bases de données de précipitation étudiées en fonction de la variable d'intérêt analysée tout en prenant en compte l'incertitude des estimations. Cette analyse couplée de la comparaison des performances des modèles entre les deux forçages de précipitation étudiés montre que (Figure 66) :

- les simulations pluie-débit calculées avec les données de la réanalyse, et les données du krigeage des pluviomètres respectivement, sont légèrement améliorées lorsque les erreurs standard d'estimation sont inférieures à celles du krigeage des pluviomètres ($\Delta ERR_{BV}/ERR_{BV}^{REA} << 0$), ou inférieures à celles de la réanalyse ($\Delta ERR_{BV}/ERR_{BV}^{REA} >> 0$) respectivement, quels que soient la densité du réseau de mesure et le code de qualification.
- lorsque les erreurs standard d'estimation de la réanalyse sont moins importantes ($\Delta ERR_{BV}/ERR_{BV}^{REA} << 0$) et que la variabilité spatiale des champs de précipitation est très différente ($\Delta I_\sigma/I_\sigma^{REA} << 0$), les simulations de débit sont clairement améliorées par l'utilisation de la réanalyse au lieu du krigeage des pluviomètres.
- on ne détecte pas de tendance significative sur la qualité des données de précipitations à travers les simulations pluie-débit pour les groupes d'événements dont la variabilité spatiale des champs de précipitation estimés est similaire entre les deux bases de données, même si les erreurs standard d'estimation des précipitations sont très différentes.

Ces résultats obtenus en combinant l'analyse de plusieurs paramètres montrent que lorsque l'observation radar apporte une meilleure représentation de la variabilité spatiale des champs de précipitation, sans augmenter l'erreur standard d'estimation du krigeage des pluviomètres, les simulations pluie-débit qui en découlent sont améliorées. Dans tous les autres cas, les résultats sont contrastés et il n'est pas possible de conclure sur la qualité des estimations de précipitation à travers la modélisation pluie-débit : il s'agit des événements pour lesquels la mesure radar n'apporte pas plus d'information que la mesure pluviométrique parce que l'hétérogénéité spatiale des précipitations est faible, la densité du réseau de mesure ponctuel est élevée, ou parce que la qualité de la réanalyse est aussi incertaine que celle du krigeage des pluviomètres.

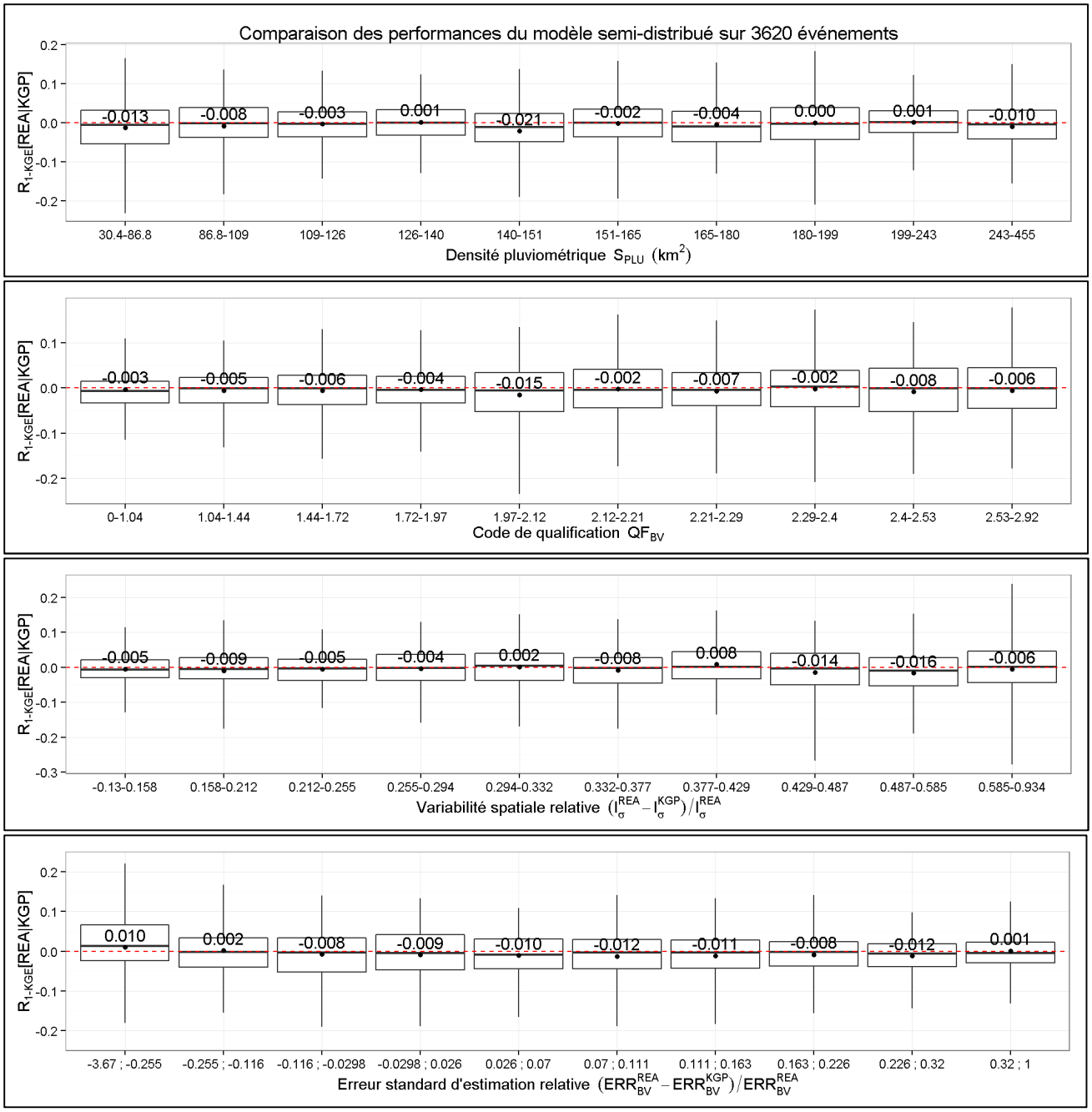


Figure 65 : Indice de performance relative en validation du modèle hydrologique pluie-débit semi-distribué entre un forçage des précipitations estimées par la réanalyse (REA) et le krigeage des pluviomètres (KGP). L'indice de performance relative est calculé pour les 3620 événements ordonnées en dix groupes de 362 événements selon : (de haut en bas) la densité du réseau de mesure pluviométrique (S_{PLU}), la présence d'information radar (QF_{BV}), les différences de variabilité spatiale ($\Delta I_\sigma/I_\sigma^{REA}$) et d'erreur standard d'estimation ($\Delta ERR_{BV}/ERR_{BV}^{REA}$), relatives entre les estimations des champs de précpitations REA et KGP.

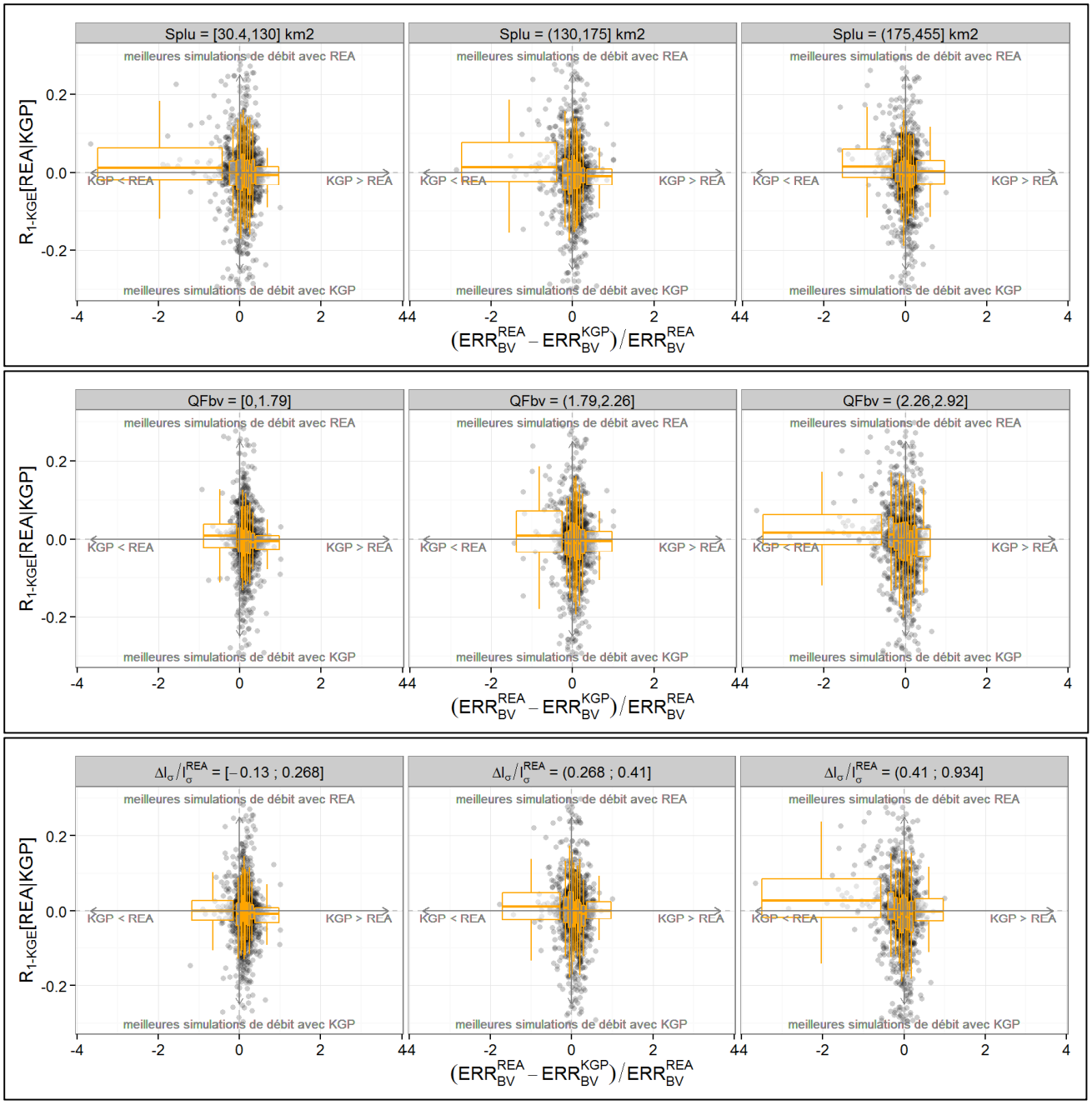


Figure 66 : Indice de performance relative en validation du modèle hydrologique pluie-débit semi-distribué entre un forçage des précipitations estimées par la réanalyse (REA) et le krigeage des pluviomètres (KGP). L'indice de performance relative calculé pour les 3620 événements est ordonné en fonction des erreurs standard d'estimation relatives des précipitations, pour trois groupes de 1205, 1207 et 1208 événements classés selon : (de haut en bas) la densité du réseau pluviométrique (S_{PLU}), le code de qualification (QF_{BV}) et la variabilité spatiale relative ($\Delta I_\sigma / I_\sigma^{REA}$) des champs de précipitation. Pour chaque groupe, les boîtes à moustache montrent la distribution de l'indice de performance relative pour dix groupes d'événements classés par ordre croissant d'erreur standard d'estimation relative contenant un nombre d'événements équivalent (envrion 120 événements par boîte à moustache).

7.3.2.4 Quels sont les bassins versants dont les simulations de débit bénéficient des estimations de précipitation de la réanalyse ?

Les indices de variabilité spatiale, les erreurs standard d'estimation et les performances des modèles pluie-débit semi-distribués ont été caculés pour chaque estimation des précipitations étudiée (REA et KGP) puis comparés pour 3620 événements de crue. Les résultats ont été moyennés sur 20 événements de crue pour chacun des 181 bassins de notre échantillon (Figure 67). De manière générale, nous retrouvons les principales conclusions des paragraphes précédents :

- la variabilité spatiale des champs de précipitation est plus importante avec les estimations de la réanalyse pour l'ensemble des 3620 événements (Figure 61) et des 181 bassins : les différences entre les deux bases de données varient de 15% à 63% (Figure 67). Etonnament, les différences ne sont pas les plus importantes sur les bassins cévenols et méditerranéens (Figure 67) où l'hétérogénéité spatiale des champs de précipitation est la plus importante (cf. Chapitre 6). Ce sont les bassins avec une faible densité pluviométrique et suffisamment d'information radar qui présentent les plus fortes différences (Figure 67).
- Bien que l'incertitude des estimations des précipitations entre la réanalyse des lames d'eau et le krigeage des pluviomètres soit similaire pour la moitié des bassins (les deux premiers quartiles valent -0,03 et 0,04), les erreurs standard d'estimation de la réanalyse sont inférieures pour seulement 35% des bassins de notre échantillon (Figure 67). Elles sont manifestement plus importantes (Figure 67) sur les bassins avec peu d'information radar (Figure 58 : côte Atlantique) ou avec une forte densité du réseau pluviométrique (Figure 57 : cévennes, région parisienne). A l'opposé, les données de la réanalyse sont moins incertaines sur les bassins avec une faible densité pluviométrique mais qui contiennent suffisamment d'information radar (au Nord, à l'Est, et au Sud-Ouest de la France).
- Les bassins où les données de la réanalyse sont les plus fiables *a priori* ($ERR_{BV}^{REA} < ERR_{BV}^{KGP}$) correspondent aux bassins qui présentent la plus grande différence sur la variabilité spatiale des champs de précipitation (Figure 66 et Figure 67). Ce résultat signifie que lorsque la densité du réseau pluviométrique est trop faible, la spatialisation des données ponctuelles avec l'information radar a, *a priori*, une meilleure estimation des champs de précipitation.

Cependant, le lien entre la comparaison des performances des modèles pluie-débit avec la quantification de la variabilité spatiale et/ou incertitudes des estimations des champs précipitations n'est pas évident puisque les résultats sont contrastés entre les événements (Figure 64). En moyenne sur les bassins, les simulations de débit sont d'aussi bonne qualité entre les deux bases de données de précipitation, avec une faible majorité (55 %) de meilleures performances pour les estimations de précipitation issues du krigeage des pluviomètres (Figure 67). Afin d'illustrer ce contraste, les résultats obtenus sur 16 bassins sont discutés ci-dessous (Tableau 9).

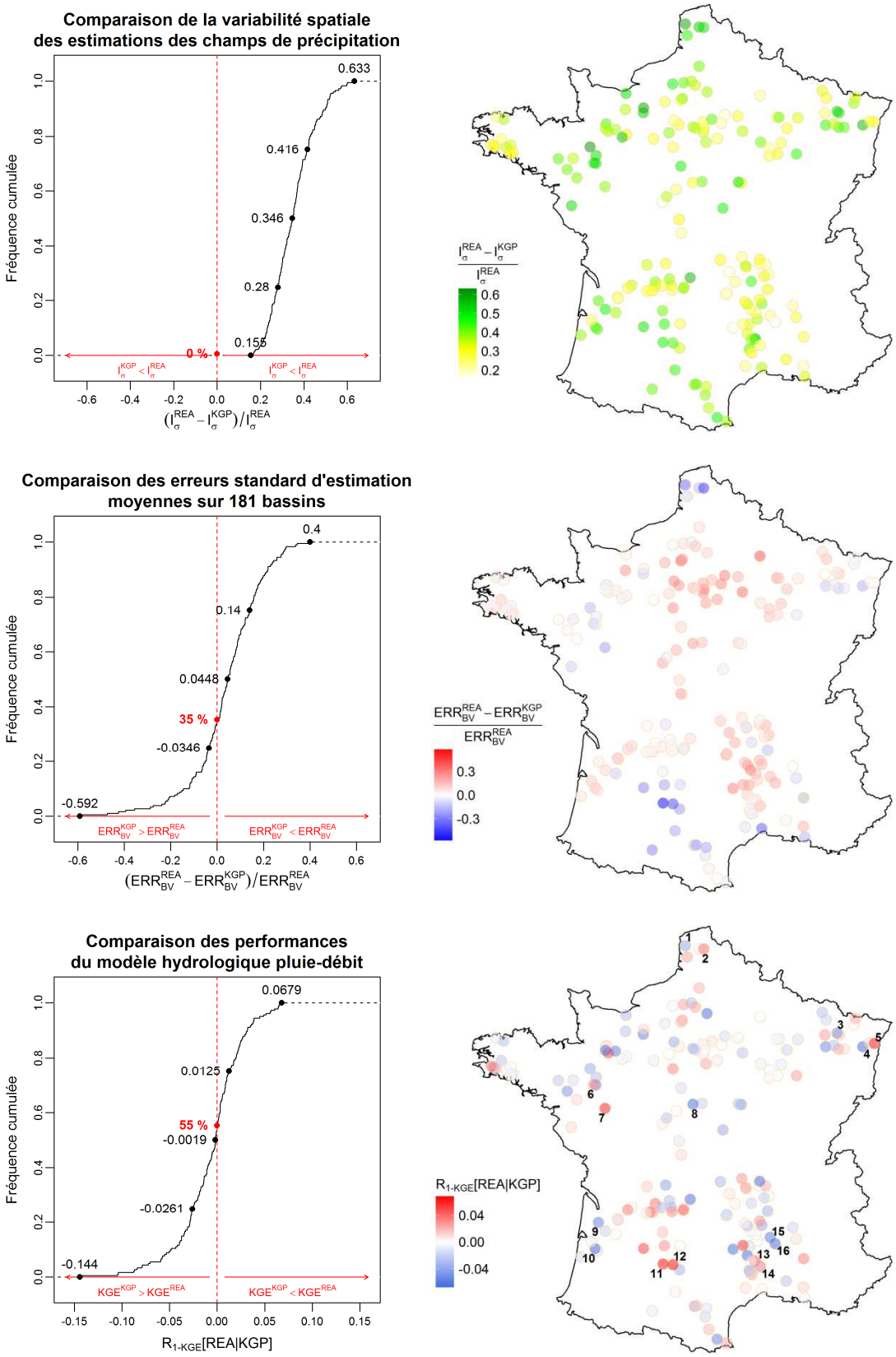


Figure 67 : Distribution sur l'échantillon de 181 bassins (gauche) et répartition géographique (droite) des moyennes sur 20 événements de l'indice de variabilité spatiale relative (haut), l'erreur standard d'estimation relative (milieu) et l'indice de performance relative (bas) entre les base de données de précipitation étudiées (REA et KGP). Les nombres identifient quelques bassins versants qui sont discutés dans le Tableau 9.

ID	Bassin versant	Code HYDRO	S_{BV} (km²)	S_{PLU} (km²)	QF_{BV}	$\frac{\Delta ERR_{BV}}{ERR_{BV}^{REA}}$	$\frac{\Delta I_\sigma}{I_\sigma^{REA}}$	I_σ^{REA}	KGE KGP – REA	Interprétation
1	La Liane à Wirwignes	E5300210	103	348	2,25	-0,36	0,60	0,85	0,59 - 0,58	*Erreur du modèle pluie-débit ?*
2	La Laquette à Witternesse	E3518510	79	305	2,27	-0,47	0,51	0,78	0,19 - 0,28	$ERR_{BV}^{REA} << ERR_{BV}^{KGP}$ $I_\sigma^{REA} >> I_\sigma^{KGP}$
3	La Petite Seille à Château-Salins	A7642010	150	197	2,15	0,04	0,52	0,54	0,64 - 0,60	$ERR_{BV}^{REA} \sim ERR_{BV}^{KGP}$
4	La Bruche à Russ	A2732010	224	136	2,45	-0,18	0,57	0,86	0,60 - 0,55	$ERR_{BV}^{REA} < ERR_{BV}^{KGP}$
5	La Bruche à Holtzheim	A2860110	676	120	2,29	0,00	0,31	1,13	0,58 - 0,62	$ERR_{BV}^{REA} \sim ERR_{BV}^{KGP}$ ***(*)***
6	Le Chéran à la Boissière	M3774010	77	186	1,92	-0,11	0,51	0,38	0,66 - 0,68	$ERR_{BV}^{REA} < ERR_{BV}^{KG}$
7	L'Hyrome à Saint-Lambert-du-Lattay	M5214020	153	196	2,08	-0,22	0,39	0,50	0,64 - 0,66	$ERR_{BV}^{REA} < ERR_{BV}^{KGP}$
8	La Sauldre à Salbris	K6402510	1240	154	1,53	0,22	0,29	0,63	0,75 - 0,70	$QF_{BV} < 2$
9	La Jalle de Ludon au Pian-Médoc	O9785310	30	323	1,23	0,04	0,43	0,41	0,45 - 0,40	$QF_{BV} < 2$
10	Le Grand Arriou à Moustey	S2224610	113	178	0,97	0,12	0,42	0,47	0,62 - 0,57	$QF_{BV} < 1$
11	Le Lemboulas à Lafrançaise	O5964020	403	134	2,35	-0,59	0,48	1,88	0,51 - 0,57	$ERR_{BV}^{REA} << ERR_{BV}^{KGP}$
12	La Lère à Réalville	O5854010	385	142	2,35	-0,43	0,44	1,12	0,32 - 0,41	$ERR_{BV}^{REA} << ERR_{BV}^{KGP}$
13	Le Gardon à Saint-Germain	V7105210	31	89	2,37	0,03	0,52	1,66	0,49 - 0,53	$ERR_{BV}^{REA} \sim ERR_{BV}^{KGP}$ ***(*)***
14	Le Gardon à Générargues	V7124010	244	82	2,35	0,04	0,25	3,44	0,43 - 0,48	$ERR_{BV}^{REA} \sim ERR_{BV}^{KGP}$ ***(*)***
15	L'Ardèche à Meyras	V5004030	99	34	2,46	0,16	0,23	3,31	0,69 - 0,66	$ERR_{BV}^{REA} >> ERR_{BV}^{KGP}$ ***(*)***
16	L'Ardèche à Vogüé	V5014010	625	50	2,39	0,20	0,16	4,40	0,76 - 0,74	$ERR_{BV}^{REA} >> ERR_{BV}^{KGP}$ ***(*)***

Tableau 9 : Liste de bassins identifiés sur la Figure 67. Les couleurs rouge et bleu indiquent respectivement une meilleure performance du modèle pluie-débit forcé avec la réanalyse ($R_{1\text{-}KGE} > 0$) et avec le krigeage des pluviomètres ($R_{1\text{-}KGE} < 0$). (*) La transformation pluie-débit du bassin est sensible à la variabilité spatiale des précipitations (Chapitre 6).

Parmi les bassins qui ont une faible densité pluviométrique, les estimations des précipitations sur la Liane à Wirwignes (103 km²) et la Laquette à Witternesse (79 km²), qui contiennent suffisamment d'information radar ($QF_{BV=}$2,25 et 2,27 respectivement), sont *a priori* améliorées par la réanalyse des lames d'eau ($\Delta ERR_{BV}/ERR_{BV}^{REA}$ = -0,36 et -0,47 respectivement). Il en résulte une variabilité spatiale des champs de précipitation beaucoup plus importante avec la réanalyse ($\Delta I_\sigma/I_\sigma^{REA}$ = 0,60 et 0,51 respectivement). Si les simulations de débit sont améliorées sur le bassin de la Laquette (KGE^{KGP}=0,19 et KGE^{REA}=0,29), elles sont similaires à l'exutoire de la Liane à Wirwignes (KGE^{KGP}=0,59 et KGE^{REA}=0,58). Les améliorations (*a priori*) obtenues sur les données d'entrée de précipitations sont peut-être non significatives par rapport aux erreurs du modèle pluie-débit.

Au Nord-Est de la France, par rapport aux 181 bassins de notre échantillon, les bassins de La Petite Seille et de La Bruche (Tableau 9) ont une assez bonne densité pluviométrique (S_{PLU} < 200 km²) et les événements sont bien mesurés par les radars (QF_{BV} > 2). Les incertitudes entre les estimations de la réanalyse et du krigeage des pluviomètres sont comparables bien que l'hétérogénéité spatiale soit assez différente entre les deux bases de données (Tableau 9). Les performances du modèle pluie-débit sont améliorées sur le bassin de la Bruche à Holtzheim (676 km²) uniquement, alors qu'il s'agit du bassin où les différences entre les deux bases de données sont les plus faibles (en termes d'erreur standard d'estimation et de variabilité spatiale). Il s'agit cependant d'un bassin de grande taille et dont la réponse pluie-débit est sensible à la variabilité spatiale des précipitations (cf. Chapitre 6), contrairement aux deux autres bassins.

Parmi les bassins cévenols qui sont très sensibles à l'hétérogénéité spatiale des précipitations (cf. Chapitre 6), les événements des bassins du Gardon et de l'Ardèche (Tableau 9) sont bien mesurés par les radars (QF_{BV} > 2,3). L'incertitude des estimations de la réanalyse est comparable à celle du krigeage des pluviomètres sur les bassins du Gardon tandis qu'elle est plus importante sur les bassins de l'Ardèche. Il est possible que les observations radar sur les bassins de l'Ardèche n'apportent pas d'information supplémentaire face à la très forte densité du réseau pluviométrique (S_{PLU} < 50 km²) qui parvient à capturer l'hétérogénéité spatiale des champs de précipitation (Tableau 9 : les différences de variabilité spatiale sont parmi les plus faibles de notre échantillon). En conséquence, les simulations de débit forcées par la réanalyse sont de meilleure qualité sur les bassins du Gardon, tandis que ce sont les modèles pluie-débit forcés avec le krigeage des pluviomètres qui ont les meilleures performances sur les bassins de l'Ardèche.

Enfin, sur la plupart des bassins, les simulations de débit sont améliorées par le forçage de la réanalyse si l'incertitude sur les estimations des précipitations est réduite ($ERR_{BV}^{REA} < ERR_{BV}^{REA}$), comme c'est le cas sur les bassins du Lamboulas, de la Lère, du Chéran et de l'Hydrome (Tableau 9). A l'inverse, dès lors que les estimations de la réanalyse sont moins fiables que celles du krigeage des pluviomètres ($ERR_{BV}^{REA} > ERR_{BV}^{REA}$), les performances des modèles pluie-débit sont meilleures avec

le forçage des précipitations estimées par le krigeage des pluviomètres exclusivement, comme c'est le cas sur les bassins de la Sauldre, de la Jalle de Ludon et du Grand Arriou (Tableau 9).

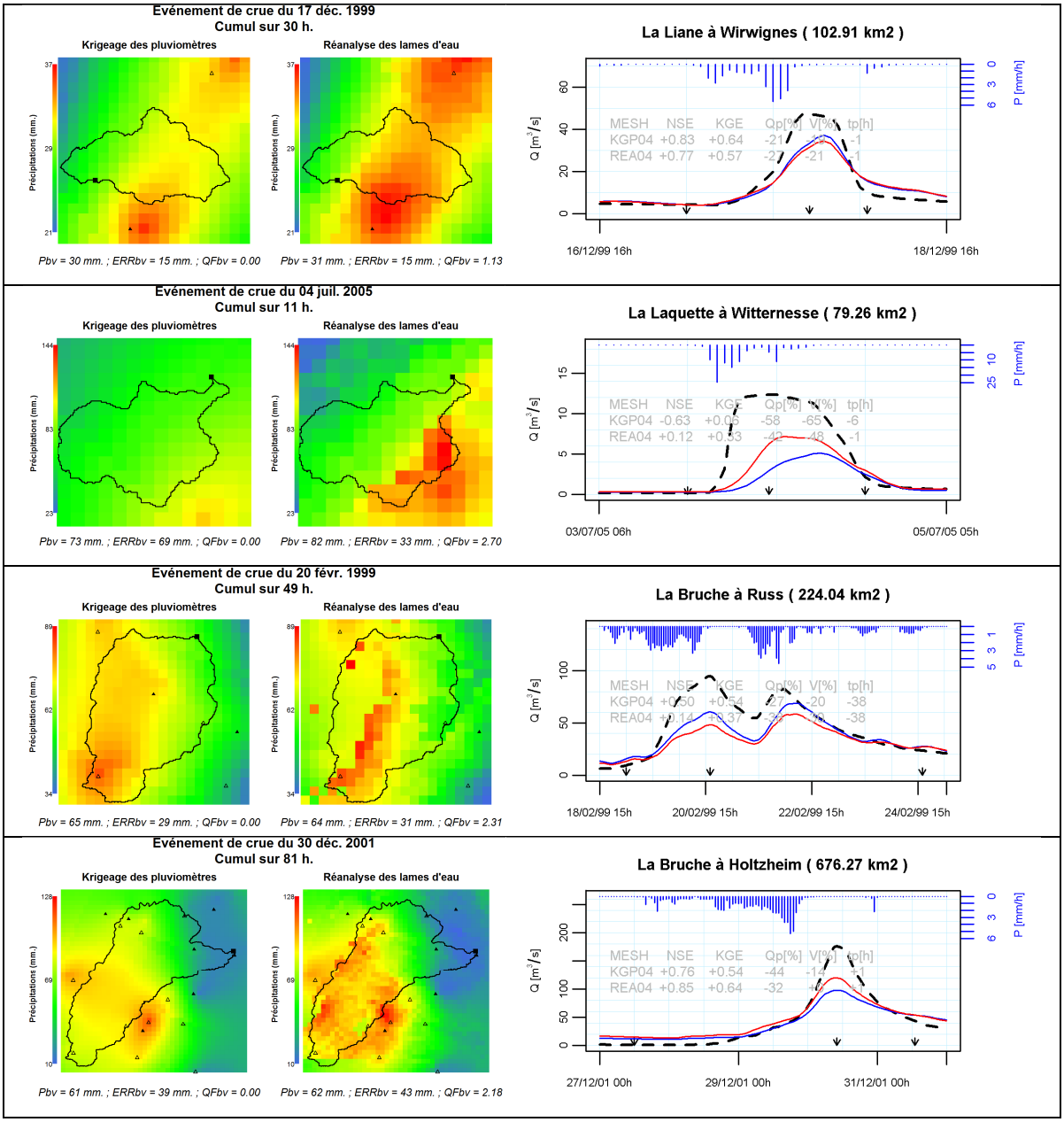


Figure 68 : Exemple d'événements de crue pour quatre bassins analysés dans le Tableau 9 avec le cumul des champs de précipitation à la résolution 1x1 km estimés par le krigeage des pluviomètres et la réanalyse des lames d'eau. Les hydrogrammes observés et simulés par le modèle pluie-débit semi-distribué sont présentés à droite : (tirets noir) débits observés; (rouge) débits simulés forcés par la réanalyse; (bleu) débits simulés forcés par le krigeage des pluviomètres. Les critères d'évaluation calculés sur chaque événement et pour chaque forçage des précipitations (REA et KGP) sont affichés sur chaque hydrogramme : Nash-Sutcliffe (NSE), Kling-Gupta (KGE), erreurs de volume (V en %), d'amplitude (Q_p en %) et déphasage (t_p en h.) du pic de crue.

7.4 Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons analysé l'apport des observations radar de précipitation pour la simulation des débits. Les estimations des précipitations de la réanalyse des lames d'eau et du krigeage des seuls pluviomètres ont été utilisées pour forcer les modèles pluie-débit semi-distribués. Les simulations de débit obtenues pour chaque base de données à l'exutoire des 181 bassins versants de notre échantillon ont ensuite été comparées.

La comparaison des deux bases de données de précipitation sur 3620 événements du territoire métropolitain français a montré que la variabilité spatiale des champs de précipitation de la réanalyse est significativement plus importante, tout en conservant les quantités d'eau estimées par le krigeage des pluviomètres. Par contre, en ce qui concerne les simulations pluie-débit, les résultats sont très contrastés : il y a autant d'événements de crue qui sont mieux modélisés grâce à l'utilisation des estimations de la réanalyse que grâce à des mesures pluviométriques uniquement. En moyenne sur les 3620 événements de crue analysés, les performances des modèles pluie-débit semi-distribués sont quasiment identiques entre les deux bases de données de précipitations.

Les améliorations (ou dégradations) des simulations de débit sont complexes à appréhender parce qu'elles sont liées aux erreurs de la transformation pluie-débit et aux erreurs des données d'entrée de précipitation. La qualité des estimations des précipitations dépend à la fois de la densité du réseau de mesure ponctuel, de la disponibilité d'observations radar, de la qualité des mesures (pluviométriques et radar) de précipitations et de l'incertitude des méthodes d'extrapolation. Par ailleurs la réponse des bassins versants n'est pas toujours influencée par la variabilité spatiale des précipitations, ce qui complique l'évaluation des bases de données de précipitation avec la modélisation pluie-débit.

Il est apparu que les bassins versants de notre échantillon qui sont les plus sensibles à l'hétérogénéité spatiale des précipitations présentaient les plus fortes densités pluviométriques. De plus, les événements qui contenaient le plus d'information radar étaient aussi très bien mesurés par un réseau de mesure ponctuel très dense. Ces raisons peuvent expliquer le contraste des résultats obtenus concernant l'intérêt ou non des observations radar pour la modélisation hydrologique pluie-débit.

Cependant, une analyse sur un grand nombre de cas très divers a permis de montrer que, lorsque les données radar sont de bonne qualité et que la variabilité spatiale des champs de précipitation est mal échantillonnée par le réseau pluviométrique, les performances des modèles pluie-débit ont tendance à bénéficier des données d'entrée de la réanalyse. Néanmoins il est difficile de quantifier précisément les améliorations sur les estimations des précipitations à cause des erreurs et des incertitudes de la modélisation pluie-débit.

Chapitre 8

8 Quelles implications pour la prévision des crues ?

8.1 Introduction

De nombreux travaux ont montré que des modèles trop complexes et trop distribués ne permettaient pas de répondre aux objectifs et besoins des outils opérationnels de prévision (Restrepo 2010; Reed et al. 2004; Smith et al. 2012a). De ce fait, la plupart des systèmes opérationnels de prévision des crues utilisent aujourd'hui des modèles hydrologiques conceptuels, souvent globaux. Toutefois, il y a une tendance à aller vers des approches plus spatialisées (Koren et al. 2004; Cole and Moore 2009; Blöschl et al. 2008; Audard-Vincendon 2010) en raison de la disponibilité croissante de données d'observation à haute résolution.

Nous avons pu montrer dans le chapitre 6 de cette thèse que l'utilisation de données de précipitation spatialisées en entrée d'un modèle hydrologique semi-distribué peut, dans certains cas, améliorer la précision des simulations de débit. Ces résultats doivent cependant être validés en prévision. En effet, le fonctionnement des modèles de prévision est très différent des modèles de simulation, notamment parce que les premiers assimilent les données d'observation de débit pour corriger les états internes et/ou sorties du modèle hydrologique pluie-débit (Reichle 2008).

Nous nous intéressons dans ce chapitre à deux modèles pluie-débit de prévision développés à Irstea : GRP et TGR. Le modèle GRP (Tangara 2005; Berthet 2010) est un modèle qui a été développé pour la prévision des crues en temps réel et qui est actuellement utilisé dans plus de la moitié des Services de Prévision des Crues (SPC) français. GRP est un modèle pluie-débit global tandis que TGR (Munier 2009) est un modèle semi-distribué qui a été développé dans le but d'assimiler les observation de débits des points intérieurs des bassins.

Dans ce chapitre, l'intérêt de la spatialisation des précipitations et d'une approche semi-distribuée pour la prévision des crues est analysée par rapport aux débits observés à l'exutoire et aux points intérieurs des bassins versants. La première partie présente les structures et le fonctionnement des deux modèles de prévision utilisés avant de détailler la méthodologie d'évaluation et de comparaison appliquée sur un sous-échantillon de 45 bassins versants. Dans la deuxième partie, nous présentons les résultats concernant l'impact de la spatialisation des données d'entrée de précipitation et la comparaison entre les deux approches de modélisation (globale et semi-distribuée) sur la prévision des débits aux points intérieurs et à l'exutoire des bassins versants.

8.2 Modélisation hydrologique pluie-débit pour la prévision des crues

8.2.1 Le modèle de prévision global GRP

8.2.1.1 Structure du modèle

Le modèle de prévision GRP est un modèle hydrologique conçu pour la prévision des débits à court terme. Des informations détaillées sur le modèle (notamment sa formulation mathématique), son mode de construction et son évaluation, sont fournis par Tangara (2005) et Berthet (2010). Nous présentons brièvement la structure et le fonctionnement du modèle ci-dessous.

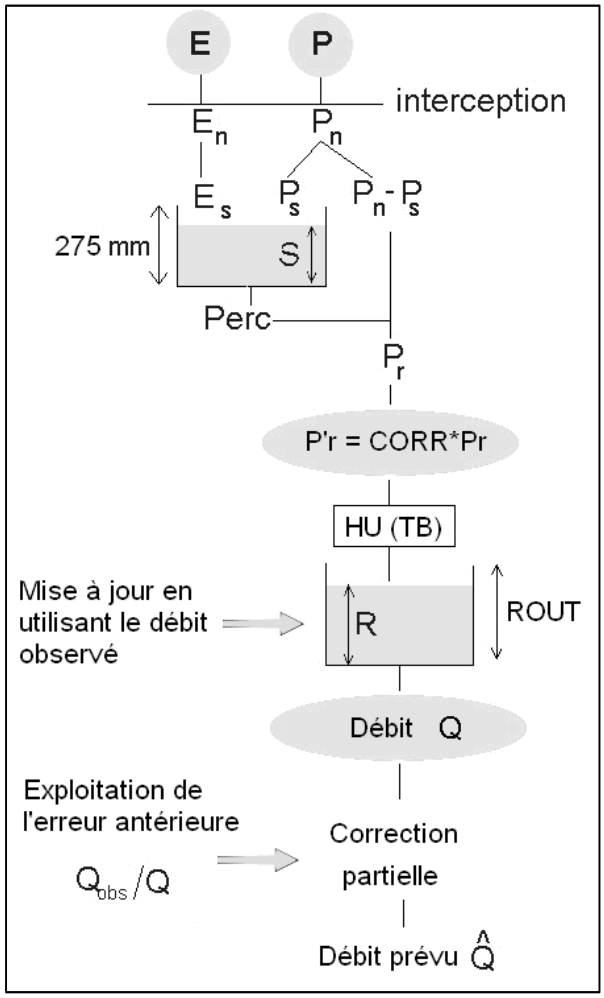


Figure 69 : Schéma structurel du modèle GRP

GRP est un modèle continu, global avec une structure à réservoirs. Il se sert de l'historique des conditions météorologiques passées au-delà de l'événement en cours (notamment pour déterminer les conditions initiales d'humidité du bassin à l'instant de la prévision) et des conditions météorologiques futures pour calculer les débits à l'exutoire du bassin versant. Il nécessite l'estimation des trois paramètres *TB* (h)*, CORR* (-) *et ROUT* (mm) et transforme la pluie en débit par étapes (Figure 69) :

- les précipitations *P* sont d'abord neutralisées par l'évapotranspiration potentielle *E*.
- le reliquat éventuel de pluie *Pn* est divisé en deux parties en fonction du taux de remplissage du réservoir de production (de capacité fixe égale à 275 mm), une partie (*Ps*) alimentant ce réservoir et l'autre (*Pn-Ps*) alimentant l'écoulement. Le reliquat éventuel d'évapotranspiration potentielle *En* contribue à la vidange du réservoir de production par évapotranspiration réelle (*Es*).
- une percolation issue du réservoir de production (*Perc*) va également alimenter l'écoulement.
- la quantité d'eau totale allant alimenter l'écoulement (*Pr*) est multipliée par le facteur d'ajustement *CORR*, qui permet notamment de tenir compte d'éventuels échanges en eau avec des nappes profondes et/ou les bassins voisins.
- le transfert de l'eau est assuré par l'hydrogramme unitaire (dimensionné par le paramètre *TB*) qui permet de tenir compte du décalage temporel entre pluie et débit, puis par le réservoir de routage non linéaire (quadratique) dont la capacité à une heure est dimensionnée par le paramètre *ROUT*. Le modèle ne présente qu'une seule branche d'écoulement, ce qui permet notamment d'avoir une relation univoque entre le débit simulé par le modèle et le contenu du réservoir de routage.

Nous rappelons que le modèle GRP permet de prévoir des débits à l'exutoire du bassin sans représenter explicitement l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques et des précipitations du bassin. Le bassin versant est considéré comme une seule entité, les données d'entrées de précipitation et d'évapotranspiration sont moyennées spatialement sur la surface du bassin et il n'est pas possible d'accéder aux prévisions de débit à l'intérieur du bassin.

8.2.1.2 Méthode d'assimilation

Afin d'améliorer la précision des débits calculés aux pas de temps futurs, le modèle de prévision GRP exploite le débit observé à l'instant de prévision. Cette exploitation se fait par l'intermédiaire d'une procédure d'assimilation (ou de mise à jour) du dernier débit observé. Elle se déroule en deux temps :

- une **mise à jour directe du réservoir de routage** du modèle : le niveau du réservoir est recalculé de manière à générer un débit égal au dernier débit observé à l'instant de la prévision.
- une **exploitation de l'erreur de prévision** faite par le modèle au pas de temps précédant le pas de temps courant. Un coefficient est calculé : c'est le ratio entre le débit observé et le débit prévu à 1 heure de la dernière prévision, élevé à la puissance 0,45 (Berthet 2010). Les débits prévus aux pas de temps futurs sont multipliés par ce coefficient correctif.

Nous précisons que les autres états du modèle ne sont pas affectés par la mise à jour. **Un seul état du système** (celui le plus à "l'aval" du modèle : le niveau du réservoir de routage) est modifié à chaque instant de prévision.

Pour un objectif de prévision, on peut considérer que cette mise à jour est partie intégrante de la structure. Dans ce cas, le dernier débit observé est une donnée d'entrée supplémentaire du modèle. De plus, il exploite l'erreur du modèle faite au pas de temps précédent, ce qui suppose la disponibilité également du débit observé précédent.

8.2.1.3 Paramétrage, initialisation et stratégie d'optimisation

Les **trois paramètres** du modèle GRP (*TB*, *CORR* et *ROUT*) doivent être déterminés pour calculer les débits à l'exutoire du bassin versant : ils définissent le comportement du bassin versant en réponse aux données de précipitation et d'évapotranspiration. Comme tout modèle de la famille GR (cf. Chapitre 4), ces paramètres n'ont pas de sens physique *a priori*, dans le sens où il n'existe pas de relation univoque avec des caractéristiques physiques du bassin. Ils sont déterminés par optimisation des débits calculés par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins.

La stratégie d'initialisation des états internes du modèle et l'algorithme d'optimisation utilisent la même procédure automatique décrite au Chapitre 4 avec le critère RMSE comme fonction objectif. A la différence des modèles GR de simulation (cf. Chapitre 4), le modèle GRP peut être optimisé directement pour un objectif de prévision, c'est-à-dire que le modèle est optimisé avec la procédure de mise à jour et la fonction objectif est calculée pour un horizon de prévision fixé.

Notons qu'un certain nombre de paramètres, dont la capacité du réservoir de production (qui est calée dans les modèles de simulation tel que GR5), restent fixes quelque soit le bassin. Le calage de ces paramètres a été testé sur un grand échantillon de bassins versants (Berthet 2010) mais n'apportait aucun gain significatif de performance et complexifiait l'optimisation du modèle de prévision. Seuls trois paramètres (*TB*, *CORR* et *ROUT*) sont donc optimisés.

8.2.2 Le modèle de prévision semi-distribué TGR

8.2.2.1 Structure du modèle

Le modèle TGR, qui s'inspire du modèle GRP, a été développée par Munier (2009) à partir des approches développées par Lerat (2009) pour coupler les modèles hydrologiques et hydrauliques. La principale motivation de ce modèle couplé de prévision est d'intégrer les données de débit observées à l'amont ou à l'intérieur du bassin versant pour améliorer les prévisions à l'exutoire.

Remplacer un modèle hydrologique global de prévision par un modèle semi-distribué n'est pas une tâche facile aussi bien d'un point de vue scientifique qu'opérationnel (Koren et al. 2004). Il existe de

nombreux modèles distribués (hydrologiques et hydrauliques) qui nécessitent une géométrie détaillée et de puissants algorithmes numériques pour résoudre les équations de la physique. Toutefois, la complexité de tels modèles impose des temps de calcul importants et peut provoquer des instabilités numériques. De ce fait, ils sont moins utilisés que les approches simplifiées et conceptuelles pour les applications de prévision en temps réel (Munier, 2009).

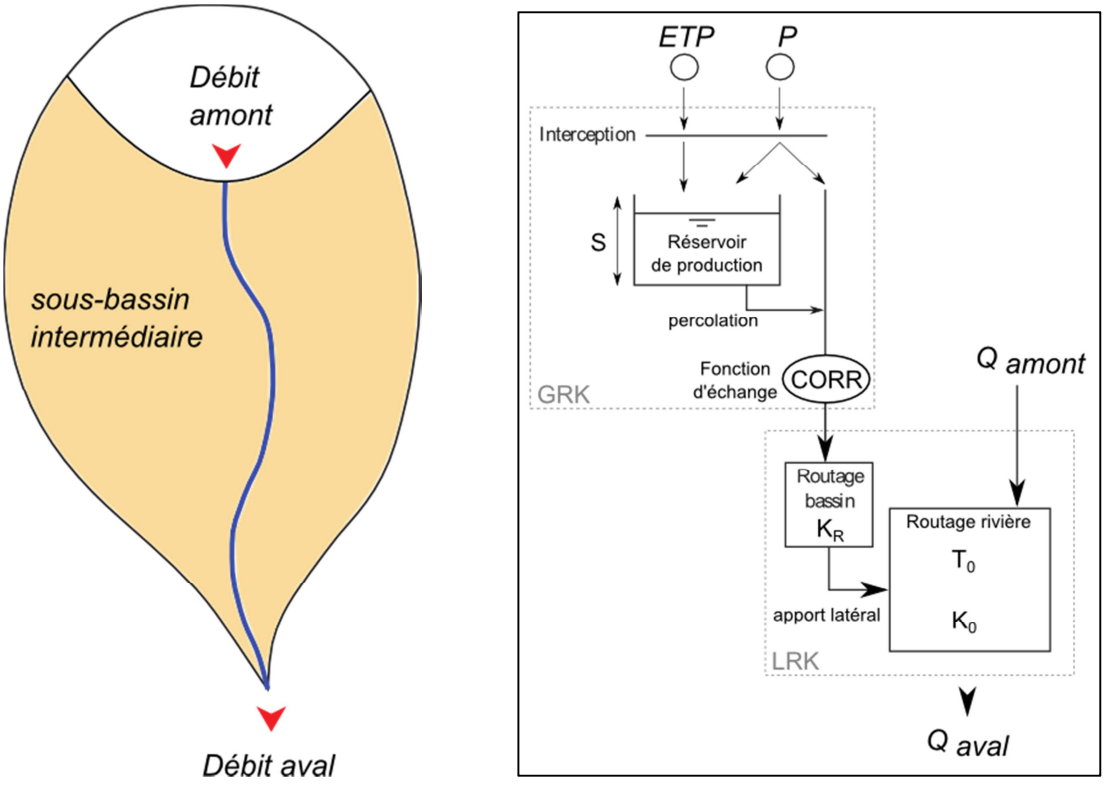


Figure 70 : Schéma structurel du modèle TGR pour un unique bassin intermédiaire (Munier, 2009)

Dans une optique de prévision des débits, le modèle intégré hydraulique-hydrologique TGR a été développé selon une approche conceptuelle et en utilisant un modèle simplifié de propagation de manière à profiter des outils classiques d'assimilation applicable aux systèmes linéaires. Les choix de développement et les équations du modèle sont détaillés dans la thèse de Munier (2009). Nous présentons ci-dessous le fonctionnement général du modèle (Figure 70) :

- Le bassin versant est discrétisé en un ensemble de sous-bassins amont et intermédiaires. Les débits mesurés sur les stations amont sont propagés avec les apports latéraux diffus ou ponctuels des bassins intermédiaires jusqu'à l'exutoire du bassin.
- Le modèle semi-distribué TGR couple un modèle hydrologique pluie-débit global, appelé GRK, avec un modèle hydraulique linéaire simplifié appelé LRK.

- GRK est un modèle pluie-débit global qui calcule la transformation pluie-débit sur les bassins intermédiaires. Il s'agit d'une adaptation du modèle GRP dont la structure a été modifiée selon les recommandations de Lerat (2009) :
    - l'hydrogramme unitaire est supprimé ;
    - la capacité du réservoir de production *S* (qui est fixée à 250 mm dans GRP) est un paramètre libre à optimiser ;
    - le réservoir de routage (quadratique dans GRP) a été linéarisé pour permettre l'utilisation de l'algorithme d'assimilation présenté par la suite.
- LRK est un modèle de transfert qui permet de propager les débits mesurés à l'amont en injectant le long d'un cours d'eau les débits latéraux ou ponctuels des bassins intermédiaires. C'est un modèle hydraulique linéaire simplifié de 1er ordre avec retard (Munier, 2009) et nécessite l'estimation de deux paramètres :
    - τ_0 (h) : le temps de retard
    - K_0 (h) : l'atténuation
- Les données d'entrée de précipitation sont uniformes sur chaque sous-bassin.
- Les paramètres du modèle sont distribués sur les sous-bassins jaugés et ils sont identiques entre les sous-bassins intermédiaires, ce qui revient à supposer que les sous-bassins intermédiaires ont le même comportement hydrologique. Ceci permet d'éviter les problèmes d'identification et d'équifinalité liés au sur-paramétrage des modèles (Beven 1996, 2001b; Beven and Binley 1992; Beven 1993).

Au final, le modèle TGR possède cinq paramètres (*S*, *CORR*, K_r, τ_0 et K_0). Il intègre une partie non-linéaire (GRK) modélisant la production de la pluie nette de chaque sous-bassin intermédiaire et une partie linéaire (LRK) modélisant le routage sur les bassins intermédiaires et le cours d'eau principal jusqu'à l'exutoire du bassin. Notons que le réservoir de routage linéarisé est introduit dans le module de transfert LRK (pour les besoins de la méthode d'assimilation).

8.2.2.2 Méthode d'assimilation

La procédure d'assimilation choisie pour le modèle semi-distribué TGR est le **filtre de Kalman** (Munier 2009). Le filtre de Kalman (Kalman 1960) est une méthode qui est très utilisée dans les systèmes opérationnels de prévision (Neal et al. 2007; Clark et al. 2008; Xie and Zhang 2010; Rakovec et al. 2012; Dumedah and Coulibaly 2013). C'est une méthode séquentielle qui s'applique à un système linéaire (d'autres versions du filtre – par exemple le filtre de Kalman étendu - pouvant être appliquées à des systèmes non linéaire).

Lors de l'assimilation des observations, le filtre de Kalman a la particularité de faire un compromis entre la précision du modèle et la qualité des données d'observation pour mettre à jour les états

internes du modèle à partir d'une estimation des erreurs du modèle et des observations. La correction est alors pondérée selon la confiance relative que l'on accorde aux sorties du modèle (non assimilées) et aux données d'observation à assimiler.

Dans le cas du modèle TGR, les erreurs du modèle hydrologique et des mesures sont supposées indépendantes et décrites par une loi de probabilité normale. De plus, le gain de Kalman est supposé invariant, ce qui permet de calculer le gain de Kalman *a priori* et de réduire les temps de calculs lors de l'application du filtre de Kalman (Munier 2009).

L'assimilation par le filtre de Kalman est appliquée au module LRK (linéaire) du modèle semi-distribué TGR. Notons que la structure du module LRK représente l'ensemble des sous-bassins intermédiaires considérés. Ainsi, l'algorithme de Kalman permet de mettre à jour à chaque instant de prévision l'ensemble des états internes représentant les sous-bassins intermédiaires à partir des débits mesurés sur toutes les stations intégrées dans le modèle.

8.2.2.3 Paramétrage, initialisation et stratégie d'optimisation

La stratégie d'optimisation des **cinq paramètres** (*S*, *CORR*, K_r, τ_0 et K_0) du modèle TGR utilisée, correspond au **calage séquentiel multi-site** (Lerat et al. 2012a) détaillé dans le Chapitre 4 : les paramètres sont spatialisés sur les sous-bassins amont et optimisés par rapport au débit observé à leur exutoire tandis que les paramètres des sous-bassins intermédiaires sont uniformes et optimisés par rapport au débit observé en aval à l'exutoire du bassin. Par contre, ce sont les débits observés des sous-bassins amont (et non les débits simulés, par opposition avec les tests du Chapitre 4) qui sont injectés et propagés vers l'exutoire du bassin.

Les stratégies d'initialisation des états internes du modèle et d'optimisation automatiques sont identiques à celles décrites au Chapitre 4. L'espace des paramètres est échantillonné par des valeurs réalistes des différents paramètres (Munier 2009) selon la méthode développée par Mathevet (2005). L'algorithme d'optimisation utilisé est la méthode simplex locale de Nelder-Mead (1965) appliquée aux différentes valeurs du pré-filtrage des paramètres initiaux avec le critère RMSE sur les débits au carré comme fonction objectif. Le choix de cette fonction objectif est préconisé par les concepteurs du modèle.

Notons qu'à la différence du modèle de prévision global GRP, le modèle semi-distribué TGR est optimisé en simulation. Cela signifie que la procédure d'assimilation par le filtre de Kalman n'est pas utilisée lors de l'optimisation des paramètres (mais les débits observés à l'intérieur du bassin sont utilisés puisqu'ils sont injectés aux exutoires des sous-bassins amont).

8.2.3 Présentation des tests

8.2.3.1 Description des tests

Notre objectif est d'évaluer l'intérêt d'un modèle de prévision semi-distribué pour la prévision des crues. Dans sa thèse, Munier (2009) a comparé les modèles TGR et GRP sur le bassin du Serein (1352 km²) : les performances du modèle TGR sont meilleures que celles de GRP sur les horizons de prévision qui correspondent au temps de transfert des débits intermédiaires, mais se dégradent fortement au-delà. Dans un but de généralisation de ces résultats, les deux modèles de prévision sont comparés ici sur un échantillon de 45 bassins versants divers et variés.

Le principal intérêt d'une modélisation semi-distribuée réside dans sa capacité à utiliser des données d'entrée (et/ou d'assimilation) spatialisées. Un autre avantage concerne leur aptitude à fournir des prévisions de débit à l'intérieur des bassins. En se basant sur ces critères, nous allons tester les configurations suivantes :

(i) Dans un premier temps, nous testerons l'impact de la résolution spatiale du modèle semi-distribué TGR. Pour cela, nous comparons les prévisions de débit obtenues aux exutoires et aux points intérieurs des bassins entre un forçage des précipitations uniforme et spatialisé sur les sous-bassins. Dans un second temps, nous analyserons l'impact d'une meilleure résolution spatiale des données d'entrée de précipitation en raffinant la discrétisation spatiale des bassins versants.

(ii) En fonction des résultats précédents, nous retiendrons la meilleure configuration pour évaluer la qualité des prévisions à l'intérieur du bassin où les données de débit nécessaires à l'assimilation ne sont pas disponibles. Pour cela, des points intérieurs jaugés sont considérés comme non-jaugés (c'est-à-dire que le débit observé en ce point n'est pas utilisé pour l'optimisation des paramètres et n'est pas assimilé en mode prévision). Les prévisions de débit seront ensuite évaluées par rapport au débit observé.

(iii) Enfin, les prévisions du modèle semi-distribué TGR seront comparées à celles du modèle de prévision global GRP.

8.2.3.2 Méthodologie des tests

Le modèle semi-distribué TGR a été testé en prévision avec des performances satisfaisantes sur le bassin versant de la Seine en amont de Paris (Munier 2009). Toutefois, nous avons vu qu'il est important de tester un modèle sur un grand nombre d'applications réelles, étant donné la diversité des résultats qui peuvent être obtenus (Andréassian et al., 2009; Gupta et al., 2014). Dans la suite, le modèle TGR est évalué sur l'échantillon de **45 bassins versants** qui contiennent au moins une station de jaugeage à l'intérieur du bassin, soit un total de **86 stations intérieures** (cf. Chapitre 5).

Nous appliquons une procédure de calage-contrôle sur deux périodes indépendantes de 5 ans (1997-2001 et 2002-2006). Les modèles de prévision sont appliqués sur chaque bassin versant en continu, au pas de temps horaire, sur chaque période 5 ans. Les prévisions de débit sont calculées à chaque pas de temps (soient 52584 pas de temps pour chaque période de 5 ans) pour **15 horizons de prévision** à court terme : 1, 3, 6, 12, 18, 24, 30, 36, 42, 48, 54, 60, 66 et 72 heures.

Nous rappelons que les paramètres des modèles de prévision sont optimisés pour chaque bassin et chaque modèle. Les cinq paramètres du modèle semi-distribué TGR sont optimisés en simulation (c'est-à-dire sans utiliser la procédure d'assimilation) tandis que les trois paramètres du modèle global GRP sont optimisés pour chaque horizon de prévision.

Puisque nous nous intéressons essentiellement à évaluer la capacité des modèles pluie-débit pour la prévision des crues, les prévisions de débit sont effectuées avec un scénario de **pluies « parfaitement » connues** (c'est-à-dire avec les pluies observées a posteriori). De cette manière nous concentrons l'évaluation des prévisions sur les erreurs des modèles.

8.2.3.3 Evaluation des modèles de prévision

Les prévisions de débit sont évaluées en validation pour chaque modèle et chaque horizon de prévision par rapport aux débits observés à l'exutoire et aux points intérieurs des bassins. Lorsque les prévisions sont évaluées sur la période complète de validation (5 ans), nous utilisons la version bornée *C2MP* du critère de persistance *PERS* :

$$PERS = 1 - \frac{\sum_t \left(Q_{t+H} - \hat{Q}_{t+H|t}\right)^2}{\sum_t (Q_{t+H} - Q_t)^2} \qquad \textbf{Eq. 30}$$

$$C2MP = \frac{PERS}{2 - PERS} \qquad \textbf{Eq. 31}$$

avec *H* l'horizon de prévision, Q_{t+H} le débit qui sera observé à la date *t+H*, $\hat{Q}_{t+H|t}$ la prévision établie à la date *t* pour la date *t+H*.

Le critère de persistance compare la prévision de débit par rapport à un modèle naïf qui donnerait pour prévision le dernier débit observé. Le critère de persistance *PERS* a été choisi parce que les critères *NSE* ou *KGE* (utilisés jusqu'ici en simulation) sont de peu d'utilité pour évaluer les prévisions de débit : en effet les performances de tout modèle de prévision qui utilise l'information du dernier débit observé (grâce la procédure d'assimilation) dépasse aisément les scores NSE=0.95 aux courtes échéances. Le critère *C2MP* est borné entre -1 et 1 et facilite la comparaison des performances (cf. Chapitre 4).

8.3 Résultats sur un échantillon de 45 bassins versants

8.3.1 Impact de la résolution spatiale sur les prévisions du modèle semi-distribué

8.3.1.1 Impact de la spatialisation des données d'entrée de précipitation

Le modèle de prévision semi-distribué TGR a été appliqué sur 45 bassins versants français avec le maillage A (c'est-à-dire avec un découpage suivant les stations jaugées au sein bassin, cf. Chapitre 5) pour les deux configurations suivantes :

- **PU** : les données d'entrée de précipitation sont uniformes sur le bassin, c'est à dire que les précipitations sont identiques entre les sous-bassins.
- **PD** : les données de précipitation sont spatialisées sur les sous-bassins.

Les prévisions de débit sont évaluées par rapport aux débits observés à l'exutoire (45 stations) et sur les points intérieurs (86 stations) pour 15 horizons de prévision (Figure 71).

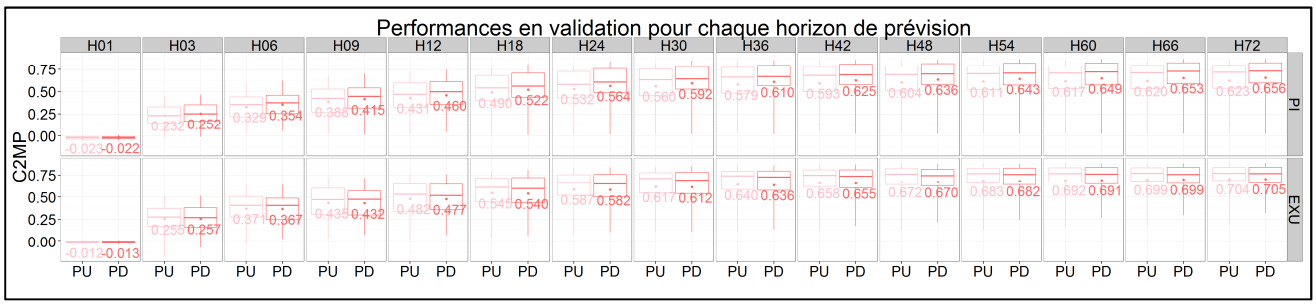


Figure 71 : Distribution des performances en validation du modèle de prévision semi-distribué TGR sur 86 points intérieurs (PI) et 45 exutoires des bassins versants (EXU) pour chaque horizon de prévision (H01 à H72) pour des entrées de précipitation uniformes (PU) et spatialisées (PD)

Nous observons que l'impact de la spatialisation des données d'entrée de précipitation est insignifiant à l'exutoire des bassins versants puisque les performances sont très similaires entre les deux forçages étudiés (Figure 71). Par contre, un forçage des données d'entrée de précipitation uniforme sur le bassin dégrade les prévisions de débit sur les points intérieurs et cette dégradation augmente avec l'horizon de prévision (Figure 71). Le gain avec un forçage distribué est significatif et observable quel que soit l'échéance de prévision.

Ce résultat n'est pas surprenant. Effectivement, le forçage des précipitations uniforme sur le bassin versant n'est pas transposable aux sous-bassins intérieurs puisque les précipitations ont été moyennées sur la surface du bassin versant et non pas sur celle du sous-bassin. Le forçage des précipitations uniforme sur le bassin versant ne respecte pas le volume de précipitation réellement reçu par un sous-bassin, contrairement au forçage des précipitations distribué sur les sous-bassins.

8.3.1.2 Impact de la discrétisation spatiale des bassins versants

Le modèle de prévision semi-distribué TGR a été appliqué sur 44 bassins versants français : le bassin de l'Ile à Abzac (3757 km²) n'est pas pris en compte dans les résultats (à cause d'un problème de mémoire rencontré avec le maillage le plus fin). Les données d'entrées de précipitations sont distribuées sur les sous-bassins pour les trois niveaux de discrétisation suivants (cf. Chapitre 5) :

- **Maillage GB** : c'est la représentation globale du bassin versant, il n'y a qu'une seule maille et il n'est pas possible d'accéder aux simulations de débit aux points intérieurs du bassin.
- **Maillage A** : Seuls les sous-bassins jaugés sont considérés. Il y a autant de mailles que de stations de jaugeage et les sous-bassins peuvent avoir des tailles très différentes.
- **Maillage B** : Le bassin versant est divisé en un ensemble de sous-bassins de taille équivalente. La surface de la maille correspond à la surface du plus petit sous-bassin jaugé.

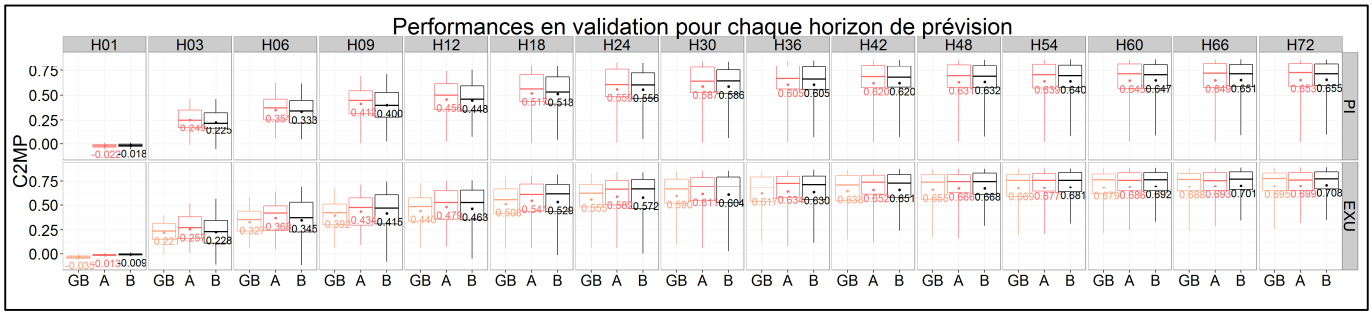


Figure 72 : Distribution des performances en validation du modèle de prévision semi-distribué TGR sur 85 points intérieurs (PI) et 44 exutoires des bassins versants (EXU) pour chaque horizon de prévision (H01 à H72) et pour trois maillages (GB, A et B)

Les prévisions de débit sont évaluées par rapport aux débits observés à l'exutoire (44 stations) et sur les points intérieurs (85 stations) pour 15 horizons de prévision (Figure 72). Nous observons que :

- Lorsque le modèle de prévision TGR est utilisé dans la configuration globale, les performances obtenues à l'exutoire des bassins sont plus faibles que celles de la configuration semi-distribuée avec le maillage A (Figure 72). Notons que ces dégradations concernent uniquement les prévisions aux courtes échéances puisqu'elles s'atténuent avec l'horizon de prévision et deviennent quasi-identiques à celles du modèle semi-distribué pour les longues échéances (Figure 72).
- Lorsque la résolution spatiale du modèle TGR est affinée (maillage B), les performances obtenues à l'exutoire et sur les points intérieurs sont dégradées aux courtes échéances et sensiblement améliorées aux longues échéances (Figure 72).

L'impact de la résolution spatiale du modèle semi-distribué TGR sur les prévisions de débit est différent (et opposé) entre les courtes et longues échéances de prévision. Il est intéressant de constater que les résultats sur de longues échéances sont identiques à ceux des tests en simulation. En effet, la même expérience reproduite en simulation, sur le même échantillon de bassin et les mêmes maillages, a montré que la résolution spatiale du modèle semi-distribué a un faible impact sur les débits calculés lorsque les performances sont évaluées sur la totalité de la chronique de cinq ans (cf. Chapitres 5 et 6). Ces résultats ne sont pas vérifiés aux courtes échéances.

Ceci traduit sûrement l'effet de la mise à jour des états internes du modèle par l'assimilation du dernier débit observé. Effectivement, l'impact de la mise à jour du modèle de prévision diminue avec l'horizon de prévision et disparaît aux longues échéances. Par conséquent, lorsque l'effet de l'assimilation devient insignifiant, le modèle hydrologique de prévision se comporte comme un modèle pluie-débit de simulation, ce qui contribue à la concordance des résultats aux longues échéances.

A l'opposé, aux courtes échéances, il apparait qu'une configuration globale (qui ne tient pas compte des observations de débit à l'intérieur du bassin) ou une configuration semi-distribuée avec une haute résolution spatiale (qui ne comporte pas autant de stations de jaugeage que de sous-bassins) dégrade la qualité des prévisions de débit par rapport à un modèle semi-distribué avec une discrétisation spatiale limitée au nombre de stations de jaugeage (maillage A). Ce dernier résultat a aussi été relevé par Lerat (2009) qui a montré (en simulation) qu'un nombre trop important de sous-bassins peut dégrader la qualité des résultats. En prévision, lorsque le nombre de mailles est trop important, le nombre d'états interne du modèle semi-distribué TGR à mettre à jour augmente, ce qui peut déstabiliser la méthode d'assimilation par le filtre de Kalman à cause d'un nombre insuffisant de données d'observation (le nombre de sous-bassins a augmenté, mais le nombre de stations de jaugeage reste le même, il n'y a pas plus d'information de débit pour la mise à jour des états internes du modèle semi-distribué).

Dans notre cas, nous concluons qu'il est important d'utiliser des données d'entrée de précipitation spatialisées pour les prévisions de débit sur les points intérieurs jaugés (Figure 71), mais qu'il n'est pas nécessaire d'affiner davantage la discrétisation spatiale du bassin versant (Figure 72). Dans la suite de nos tests, nous retenons la configuration semi-distribuée avec le maillage A et un forçage des données d'entrée de précipitation spatialisées sur les sous-bassins.

8.3.2 Qualité des prévisions de débit du modèle semi-distribué TGR sur les points intérieurs non-jaugés

Jusqu'à présent, nous avons évalué les prévisions de débit sur les points intérieurs jaugés qui bénéficient d'observations de débit à leur exutoire. Nous nous intéressons maintenant à la qualité des prévisions de débit sur des points intérieurs non-jaugés. Pour cela, nous distinguons deux cas : (i) le point intérieur est non-jaugé et il ne bénéficie d'aucune propagation des prévisions de débit d'un point intérieur amont jaugé ; (ii) le point intérieur est non-jaugé mais il est situé en aval d'un point intérieur jaugé dont le débit observé est utilisé par le processus d'assimilation.

8.3.2.1 Cas 1 : Les points intérieurs sont tous non-jaugés

Le modèle de prévision semi-distribué TGR a été appliqué sur 45 bassins versants français avec le maillage A et des données d'entrée de précipitation distribuées sur les sous-bassins. Nous comparons les deux configurations suivantes :

- **XD-SEQ** : il s'agit du modèle TGR semi-distribué de référence qui a été utilisé jusqu'à présent. Les points intérieurs sont jaugés et l'ensemble des données de débits (aux points intérieurs et à l'exutoire) est utilisé pour optimiser les paramètres et assimiler les états internes du modèle. Nous rappelons que les jeux de paramètres sont distribués (XD) sur les sous-bassins amont et intermédiaires (stratégie de calage séquentielle multi-site).
- **XU-EXU** : les points intérieurs sont considérés non jaugés, c'est-à-dire que seul le débit observé à l'exutoire du bassin (EXU) est utilisé pour l'optimisation des paramètres et l'assimilation des états du modèle. Les paramètres sont uniformes sur le bassin (XU).

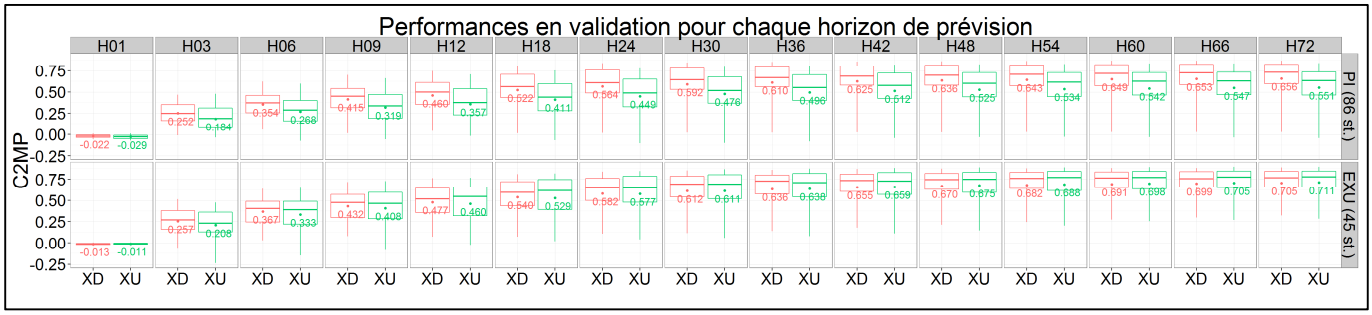


Figure 73: Distribution des performances en validation du modèle de prévision semi-distribué TGR sur 86 points intérieurs non-jaugés (PI) et 45 exutoires des bassins versants (EXU) pour chaque horizon de prévision (H01 à H72), en considérant des paramètres distribués (XD) ou uniformes (XU).

Les prévisions de débit sont évaluées par rapport aux débits observés à l'exutoire (45 stations) et sur les points intérieurs (86 stations) pour 15 horizons de prévision (Figure 73). Nous observons que :

- Sur les points intérieurs, lorsque les données de débit à l'intérieur du bassin ne sont pas utilisées (XU-EXU), les performances du modèle de prévision sont systématiquement dégradées quel que soit l'horizon de prévision (Figure 73).
- A l'exutoire, les différences sont beaucoup moins importantes. Les performances du modèle de prévision qui n'utilise pas les débits observés à l'intérieur du bassin (XU-EXU) sont quasi-identiques à celles du cas de référence (XD-SEQ) aux longues échéances (Figure 73). Par contre, aux courtes échéances, les performances du modèle de prévision sont significativement dégradées lorsque les observations de débit des points intérieurs ne sont pas prises en compte. Ceci est sûrement lié à l'assimilation des états internes du modèle : les prévisions de débit du modèle de référence (XD-SED) à l'exutoire des bassins bénéficient de l'assimilation des observations de débit aux points intérieurs qui se propage jusqu'à l'exutoire.

Ainsi, l'assimilation du débit sur les points intérieurs permet d'en améliorer la précision pour tous les horizons. Ces améliorations obtenues sur les points intérieurs se répercutent directement à l'exutoire des bassins, mais pour les courtes échéances uniquement. Par exemple, à l'horizon 3 h, le critère de persistance moyenné sur 45 exutoires augmente de 0,208 (XU-EXU) à 0,257 (XD-SEQ) lorsque les observations de débit des points intérieurs sont prises en compte (Figure 73). Par la suite nous cherchons à savoir si un point intérieur non-jaugé situé à l'aval d'un point intérieur jaugé peut bénéficier de l'information de ce dernier.

8.3.2.2 Cas 2 : Un point intérieur non-jaugé est situé en aval d'un point intérieur jaugé

Au sein de notre échantillon de 45 bassins versants, nous n'avons retenu que les bassins versants qui contiennent au moins trois bassins successivement emboîtés (en comptant l'exutoire). Au total, 13 bassins versants respectent ces critères. Le modèle semi-distribué TGR (avec le maillage A et des données d'entrée de précipitation distribuées sur les sous-bassins) est appliqué sur ces 13 bassins versants pour les configurations précédentes (XD-SEQ et XU-EXU) et la nouvelle configuration suivante :

- **XD-1NJ** : le point intérieur le plus en aval est considéré non-jaugé. Le débit qui est observé à son exutoire n'est pas utilisé pour l'optimisation des paramètres et l'assimilation des états du modèle. Par contre, toutes les autres observations des débits (à l'exutoire du bassin versant et sur les autres points intérieurs situés en amont du point intérieur non-jaugé) sont utilisées pour optimiser et assimiler le modèle de prévision. Cela signifie que les paramètres du modèle (optimisés par la stratégie de calage séquentielle multi-site) sont distribués sur les sous-bassins jaugés (XD), mais uniformes entre le sous-bassin intermédiaire et le sous-bassin non-jaugé (1NJ) et optimisés par rapport au débit observé à l'exutoire du bassin.

Les prévisions de débit sont évaluées par rapport aux débits observés à l'exutoire (13 stations) et sur les points intérieurs non-jaugés (13 stations) pour 15 horizons de prévision (Figure 74).

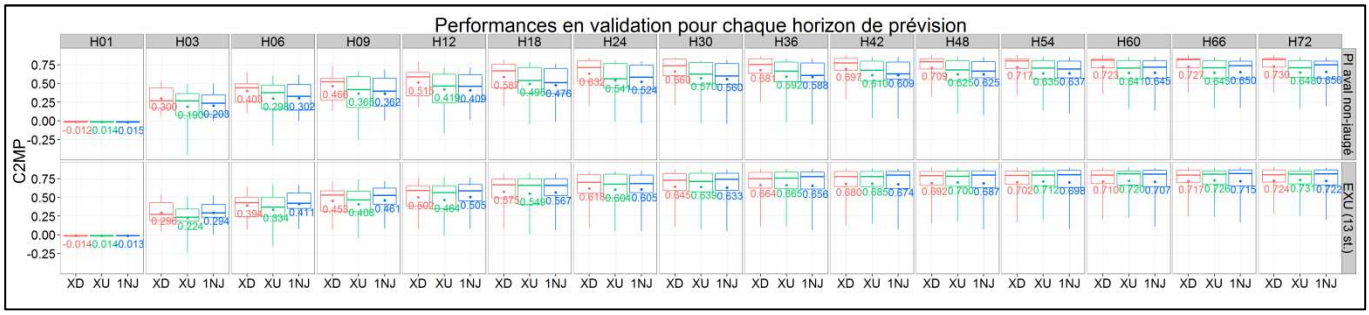


Figure 74: Distribution des performances en validation du modèle de prévision semi-distribué TGR sur 13 points intérieurs non-jaugés (PI) et 13 exutoires des bassins versants (EXU) pour chaque horizon de prévision (H01 à H72) pour trois configurations de paramétrages (XD, XU et 1NJ).

Les résultats sont étonnants. Contrairement à ce qu'on attendait, les performances du modèle de prévisions obtenues sur le point intérieur aval non-jaugé sont équivalentes, pour tous les horizons de prévisions, entre les configurations XU-EXU et XD-1NJ (Figure 74). Cela signifie que l'information des points intérieurs jaugés en amont n'a aucun impact sur le point intérieur non-jaugé en aval. A l'exutoire des bassins versants, les résultats entre les configurations XD-SEQ et XD-1NJ sont quasi-identiques quel que soit l'horizon de calage (Figure 74) : l'information du point jaugé aval, lorsqu'elle est prise en compte (XD-SEQ), n'est pas nécessaire pour améliorer les performances du modèle semi-distribué à l'exutoire.

Notons que ces résultats traduisent une tendance moyenne sur treize bassins. L'impact de la propagation de l'information des points intérieurs sur l'exutoire est en fait différent pour chaque bassin. En effet, cela va dépendre du nombre de points intérieurs, du « poids » du point intérieur par rapport au bassin versant (c'est-à-dire la proportion de quantité d'eau transmise à l'exutoire par rapport au débit total de l'exutoire), et du temps de propagation entre l'exutoire du point intérieur et l'exutoire du bassin : les débits issus d'un point intérieur trop proche de l'exutoire (ou d'un point intérieur aval) sont propagés rapidement à l'exutoire (ou au point intérieur aval) et n'ont donc aucune influence pour les horizons de prévision supérieurs à ce temps de propagation.

8.3.3 Comparaison des prévisions de débit entre le modèle semi-distribué TGR et le modèle global GRP

Les prévisions de débit sont calculées pour 15 horizons de prévision à l'exutoire de 45 bassins versants avec les modèles de prévision TGR (semi-distribué) et GRP (global). Le modèle global GRP a aussi été appliqué aux 86 stations intérieures des bassins versants. Le modèle semi-distribué TGR est appliqué avec le maillage A et des entrées de précipitations distribuées sur les sous-bassins.

8.3.3.1 *Comparaison des performances des modèles de prévision TGR et GRP*

Les prévisions de débit du modèle semi-distribué TGR et du modèle global GRP sont évaluées en validation sur les deux périodes de 5 ans à l'exutoire et aux points intérieurs des bassins (Figure 75). Nous observons que les performances du modèle global GRP sont supérieures à celles du modèle semi-distribué TGR aux courtes échéances, puis les différences s'atténuent avec l'horizon de prévision et deviennent quasi-identiques aux plus longues échéances (Figure 75).

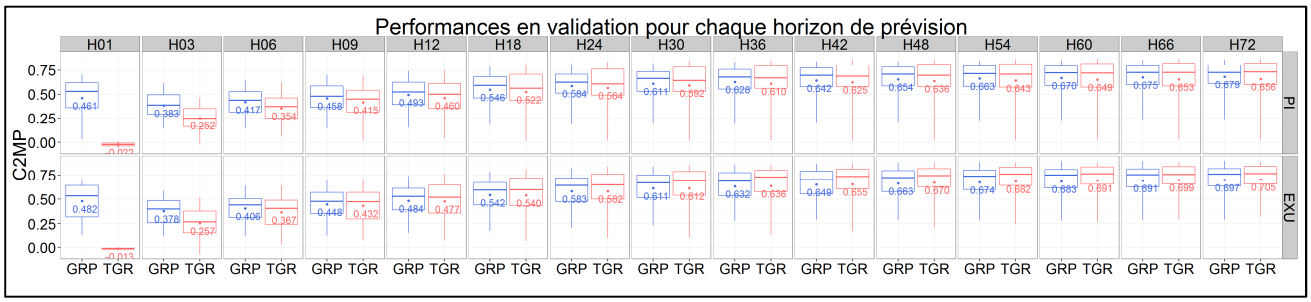


Figure 75: Distribution des performances en validation des modèles de prévision TGR et GRP sur 86 points intérieurs (PI) et 45 exutoires des bassins versants (EXU) pour chaque horizon de prévision (H01 à H72).

Ces fortes différences aux très courtes échéances sont sûrement liées à la méthode d'assimilation. En effet, l'assimilation du modèle GRP contraint le débit calculé à être exactement égal à l'observation au moment de la mise à jour tandis que l'assimilation par le filtre de Kalman du modèle TGR fait un compromis entre la prévision et l'observation. L'autocorrélation des débits étant généralement très forte entre deux pas de temps successifs, les prévisions du modèle GRP sont logiquement très bonnes à une heure tandis que celles du modèle TGR dépendent de la précision du modèle dans la reproduction des débits observés.

Toutefois, concernant les autres échéances, les résultats sont surprenants parce qu'on s'attendait à de meilleures performances avec le modèle de prévision semi-distribué qui assimile des données d'observation supplémentaires par rapport au modèle global GRP (le débit observé sur les points intérieurs).

8.3.3.2 *Comparaison des performances entre les modèles de prévision et un modèle de simulation*

Nous cherchons à mettre en évidence les bassins versants dont les prévisions de débit à l'exutoire bénéficient de l'assimilation des observations des points intérieurs avec une modélisation semi-distribuée. Pour cela, les prévisions de débit sont maintenant évaluées sur 900 événements de crue qui ont été automatiquement sélectionnés à l'exutoire de 45 bassins (cf. Chapitre 3). Les performances des modèles de prévision sont comparées avec celles d'un modèle de simulation (qui n'assimile pas les observations) afin d'observer l'impact de l'assimilation sur les débits calculés.

Les performances des modèles de prévision ont été évaluées sur chaque événement de crue par rapport au débit observé à l'exutoire avec des critères événementiels (critère de Kling-Gupta, erreur de volume, amplitude et décalage du pic de crue). Les résultats sont présentés en annexe 9 et mènent aux mêmes conclusions que précédemment : de manière générale sur les 900 événements de crue étudiés, les performances des modèles de prévision TGR et GRP sont assez proches, sauf aux courtes échéances (cf. annexe 9).

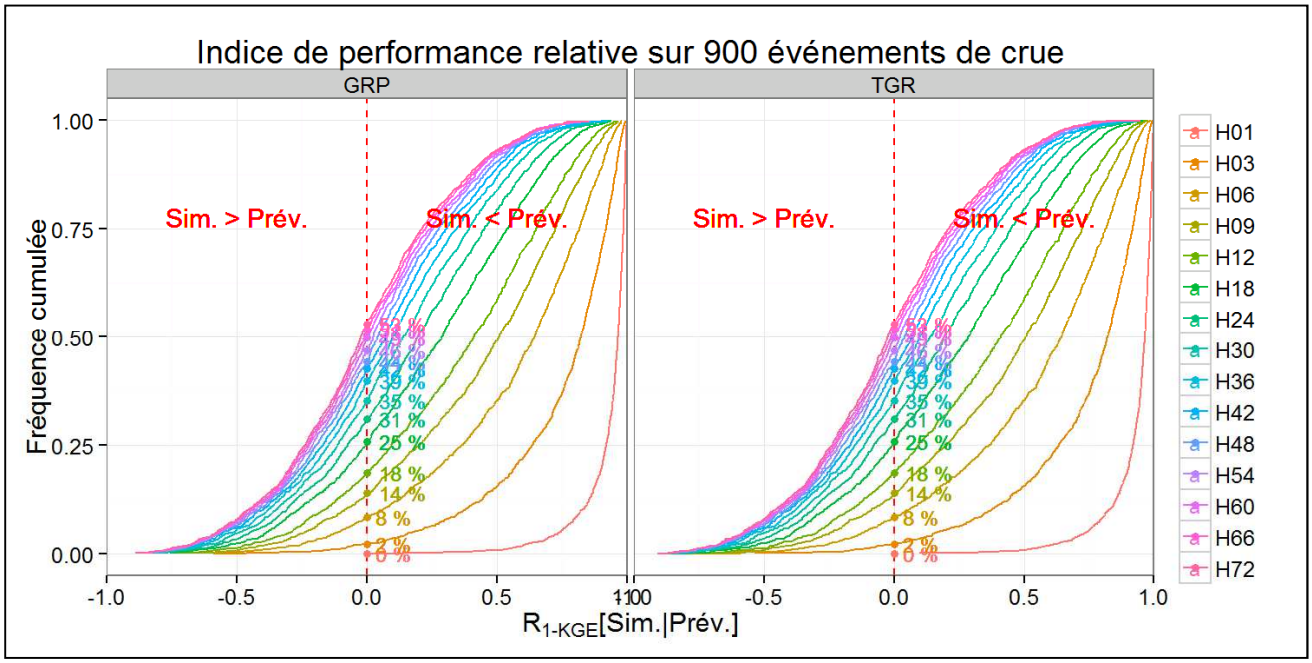


Figure 76 : Distribution sur 900 événements de crue de l'indice de performance relative entre les performances du modèle semi-distribué de simulation (Sim.) et celles des modèles de prévisions (Prév.) pour chaque horizon de prévision (H01 à H72). Le même modèle de simulation est utilisé pour la comparaison avec les modèles de prévision GRP et TGR : il s'agit de la version semi-distribuée du modèle GR5H qui a été établie au Chapitre 5.

Le débit est aussi calculé sur chaque événement de crue par un modèle semi-distribué de simulation. Il s'agit du modèle qui a été établi au Chapitre 5 dont les paramètres sont distribués sur les sous-bassins jaugés par la stratégie de calage séquentiel. Les performances du modèle de simulation sont ensuite évaluées sur chaque événement de crue par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins. Nous précisons que les états internes du modèle de simulation ne sont pas mis à jour par assimilation des derniers débits observés, contrairement aux modèles de prévisions GRP et TGR. Nous observons que (Figure 76) :

- Aux courtes échéances, les performances des modèles de prévision sont largement supérieures à celles du modèle de simulation : 82% puis 65% des événements sont mieux calculés par le modèle de prévision aux horizons H12 et H36 respectivement (Figure 76). Ceci confirme l'importance de la mise à jour des états internes des modèles de prévision par as-

similation des débits observés qui permet d'améliorer significativement la précision des débits calculés à l'exutoire des bassins versants.

- Les performances des modèles de prévision diminuent lorsque l'horizon de prévision augmente et sont comparables à celles du modèle de simulation : à l'horizon H72, 52% des événements de crue sont mieux calculés par le modèle de simulation (Figure 76). De plus, aux plus longues échéances, les prévisions de débit avec la simulation se ressemblent de plus en plus (Figure 76). Ceci traduit le fait que la mise à jour des états internes du modèle n'a plus d'impact sur les débits calculés à ces échéances et le comportement des modèles de prévision se rapproche de celui d'un modèle de simulation.

Ces résultats confirment l'utilité de l'assimilation des données d'observation pour la prévision des débits déjà mis en évidence par de nombreuses études (e.g Tangara, 2005). Ceci dit, en ce qui concerne la comparaison des modèles de prévision GRP et TGR, les résultats sont très proches quel que soit l'horizon de prévision. Il est évident que la mise à jour des états internes du modèle pluie-débit par assimilation des derniers débits observés est très performante pour la prévision des crues. Néanmoins, la méthode d'assimilation du modèle de prévision semi-distribué TGR, qui assimile les données supplémentaires à l'intérieur des bassins, ne génère pas de gain de performance par rapport aux prévisions de débit du modèle global GRP, qui assimile uniquement le débit observé à l'exutoire du bassin.

8.3.3.3 Sur quels bassins vaut-il mieux utiliser TGR pour la prévision des crues ?

Afin de faciliter la comparaison entre les modèles de prévision TGR et GRP, les performances des modèles sont moyennées sur 20 événements de crue pour chaque bassin. La Figure 77 présente la distribution de l'indice de performance relative sur l'échantillon de 45 bassins versants.

Parmi les 45 bassins de notre échantillon, il est difficile de définir *a priori* la supériorité du modèle de prévision semi-distribué TGR ou du modèle de prévision global GRP. Bien que l'indice de performance relative calculé pour chaque bassin (Figure 77) indique de meilleures performances avec le modèle de prévision global GRP (57% des bassins ont de meilleures performances avec GRP), les résultats sont très contrastés entre les bassins (Tableau 9, Figure 78).

Nous ne parvenons pas à expliquer les conditions pour lesquelles le modèle de prévision semi-distribué permet de fournir de meilleures performances que le modèle global. Certains bassins de notre échantillon ont un grand nombre de points intérieurs jaugés (entre 6 et 7 stations de jaugeage sur les bassins de l'Isle). Pourtant l'assimilation de ces données supplémentaires avec le modèle semi-distribué n'entraîne pas forcément de meilleures prévisions que le modèle global GRP (qui utilise seulement les observations de l'exutoire) comme le montre les résultats contradictoires (Figure 78) obtenus sur les bassins de l'Isle à Abzac (3757 km²) et Périgueux (2111 km²).

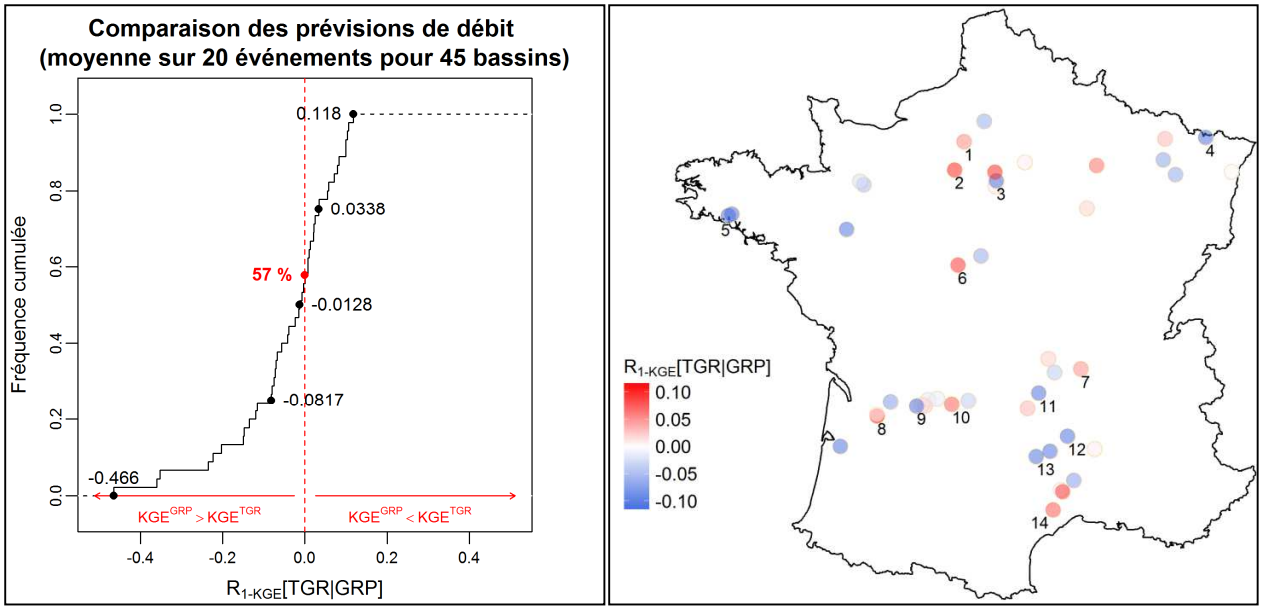


Figure 77 : Distribution sur l'échantillon de 45 bassins (gauche) et répartition géographique (droite) des moyennes sur 20 événements et tous les horizons de prévision de l'indice de performance relative entre deux modèles de prévision (TGR et GRP). Les nombres identifient quelques bassins versants qui sont discutés dans le Tableau 9.

ID	Bassin versant	Code HYDRO	S_{BV} (km²)	N_{PI}	$\frac{\sum S_{amont}}{S_{bv}}$	KGE SIM –	GRP –	TGR
1	L'Epte à Fourges	H8042010	1386	2	25%	0.709	0.878	0.891
2	L'Eure à Charpont	H9121010	2028	2	27%	0.572	0.781	0.823
3	L'Essonne à Ballancourt	H4042010	1857	2	46%	0.737	0.865	0.819
4	La Sarre à Sarreinsming	A9221010	1760	1	50%	0.722	0.850	0.803
5	L'Éllé à Arzano	J4742010	576	1	20%	0.776	0.835	0.733
6	La Sauldre à Selles-sur-Cher	K6492510	2297	2	54%	0.642	0.797	0.834
7	Le Lignon de Chalmazel	K0773220	662	1	56%	0.448	0.735	0.762
8	L'Isle à Abzac	P7261510	3757	7	56%	0.762	0.840	0.874
9	L'Isle à Périgueux	P7041510	2111	6	88%	0.748	0.852	0.812
10	La Loyre à Saint-Viance	P3274010	254	1	41%	0.771	0.686	0.732
11	L'Alagnon à Lempdes	K2593010	994	2	32%	0.624	0.761	0.639
12	L'Allier à Langogne	K2070810	323	1	15%	0.620	0.750	0.477
13	Le Lot à Banassac	O7101510	1158	2	25%	0.480	0.759	0.339
14	L'Hérault à Gignac	Y2142010	1430	3	64%	0.791	0.766	0.802

Tableau 10 : Liste de bassins identifiés sur la Figure 77. Les couleurs rouge et bleu indiquent respectivement une meilleure prévision avec le modèle semi-distribué TGR ($R_{1\text{-}KGE} > 0$) et le modèle global GRP ($R_{1\text{-}KGE} < 0$).

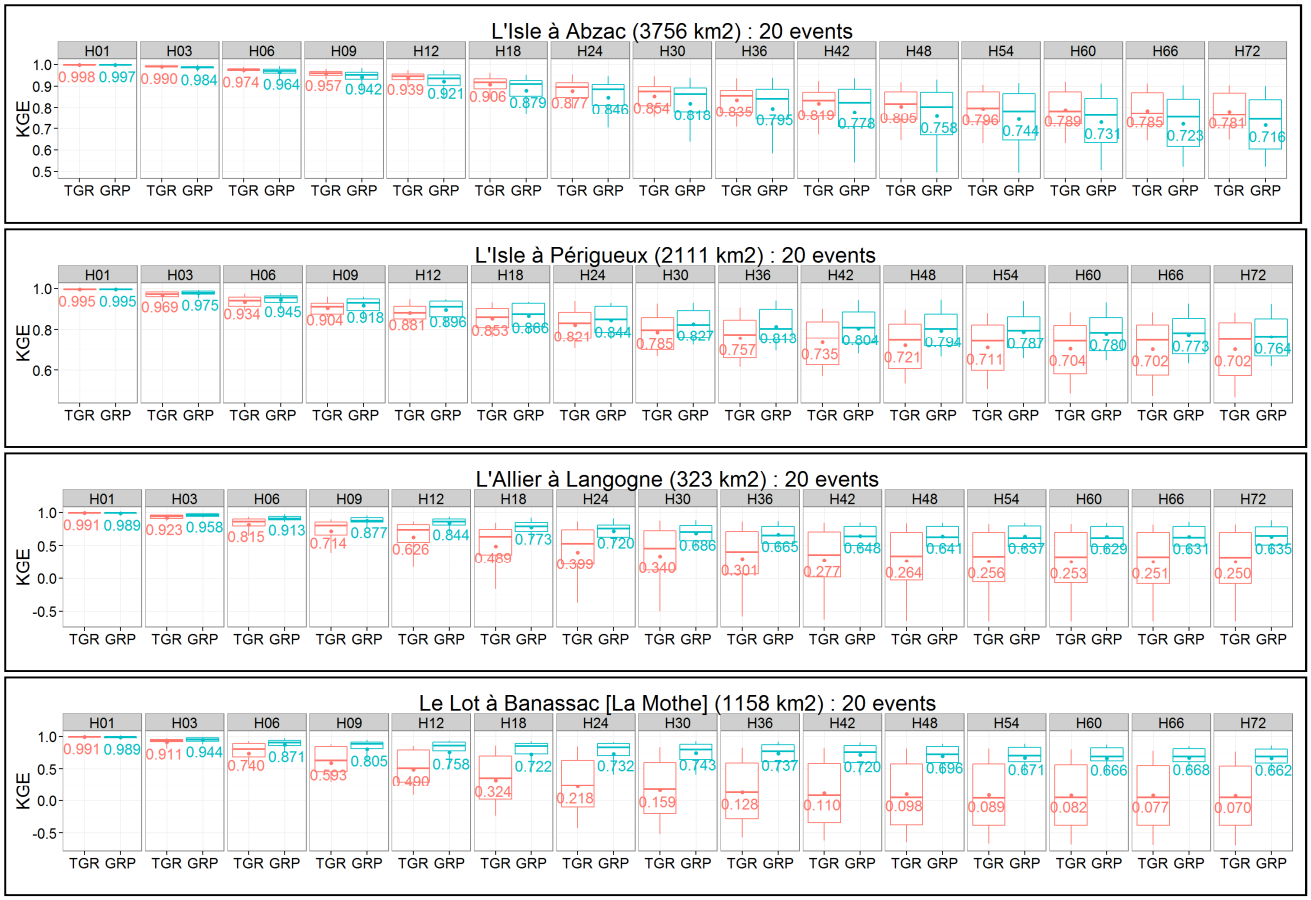


Figure 78: Distribution des performances des modèles de prévision TGR et GRP calculées sur 20 événements de crue pour chaque horizon de prévision (H01 à H72) pour quatre bassins identifiés sur la Figure 77 et le Tableau 9.

Par ailleurs, certains bassins présentent de meilleures performances avec le modèle de simulation (Tableau 9) qui n'assimile pas les données d'observation. Ceci peut s'expliquer par des données d'observation de mauvaise qualité qui impactent négativement les prévisions de débit, ou par une structure inadaptée du modèle pluie-débit. En effet, les structures des modèles de prévision ont été simplifiées pour les besoins des méthodes d'assimilation. Dans les cas où les données à assimiler sont insuffisantes (à cause d'un nombre insuffisant de stations intérieures, ou parce que la propagation des débits intérieurs est plus rapide que l'échéance de prévision), les débits calculés peuvent être impactés par ces simplifications. Par exemple, les débits calculés sur les bassins de l'Ellé, l'Allier ou le Lot avec le modèle de prévision TGR sont de mauvaise qualité (Tableau 9, Figure 78) par rapport au modèle semi-distribué de simulation (qui utilise la même stratégie d'optimisation des paramètres) et le modèle global de prévision GRP (qui assimile seulement les observations de l'exutoire).

Les modèles GRP et TGR se différencient à la fois par leur structure et la méthode d'assimilation, ce qui complique l'analyse des résultats contrastés. D'une part, la linéarisation du réservoir de routage (quadratique dans la version de GRP) dans le modèle TGR peut mener à une mauvaise modélisation de la transformation pluie-débit. D'autre part, les observations assimilées ne sont pas les mêmes,

un seul état est mis à jour (le niveau du réservoir de routage) dans le modèle global GRP, tandis que l'ensemble des états du système linéaire LRK sont mis à jour dans le modèle TGR.

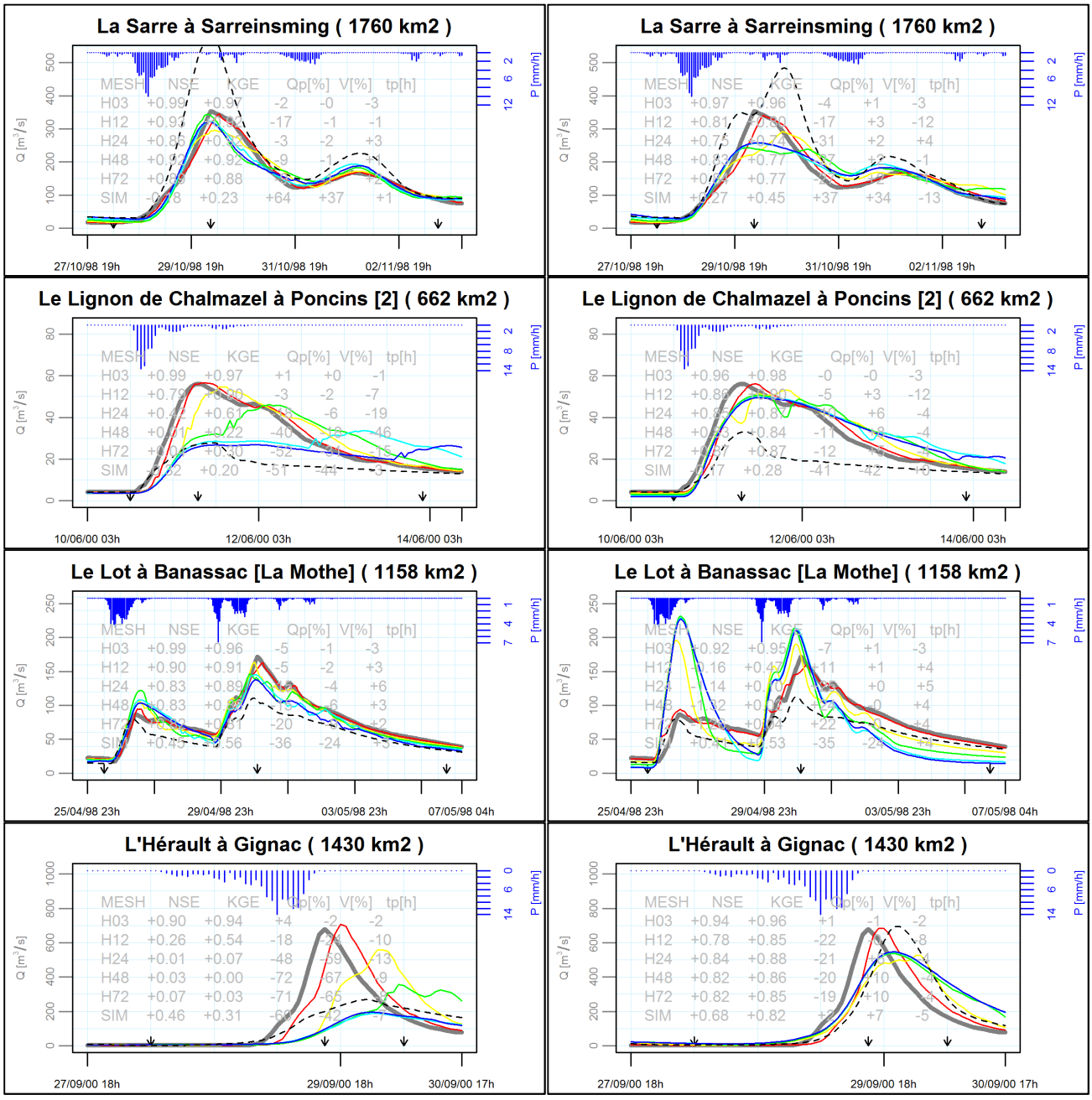


Figure 79 : Exemple d'événements de crue pour quatre bassins analysés dans le Tableau 9 avec les prévisions du modèle global GRP (gauche) et du modèle semi-distribué TGR (droite) : (gris) débits observés; (rouge) débits prévus à 3 h.; (jaune) débits prévus à 12 h. ; (vert) débits prévus à 24 h. ; (cyan) débits prévus à 48 h. ; (bleue) débits prévus à 72 h ; (tirets noirs) débits simulés par le modèle global GR5H (à gauche) et sa version semi-distribuée (à droite).

8.4 Synthèse

Le modèle de prévision semi-distribué TGR a été testé sur un échantillon de 45 bassins versants. De par sa structure spatialisée, nous avons vu que le modèle TGR a la capacité de prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations et d'assimiler les données d'observation à l'intérieur des bassins. Toutefois, nous avons montré qu'un niveau trop élevé de discrétisation spatiale peut dégrader la qualité des prévisions et qu'il vaut mieux utiliser un maillage grossier, à l'échelle des sous-bassins jaugés.

Les prévisions du modèle semi-distribué TGR ont ensuite été comparées à celles du modèle global GRP afin d'analyser l'intérêt de la modélisation semi-distribuée pour la prévision des crues. Il est apparu que le modèle semi-distribué de prévision TGR est un modèle moins performant que le modèle global GRP aux courtes échéances. Ce résultat est quelque peu paradoxal, puisque les améliorations attendues du fait de l'utilisation de données d'observation supplémentaires sont peu significatives

Cependant, une analyse par bassin versant a permis de montrer une grande diversité des résultats : sur certains bassins les prévisions de débits du modèle global GRP sont fortement améliorées grâce à l'utilisation du modèle semi-distribué de prévision TGR alors qu'elles sont fortement dégradées sur d'autres. Ces résultats contradictoires restent pour l'instant inexpliqués.

En ce sens, nous retrouvons les conclusions des nombreux travaux de la littérature qui indiquent que pour la prévision des débits, les modèles semi-distribués peuvent être utilisés en complément d'un modèle global, mais n'ont pas encore la précision requise pour les remplacer (Smith et al. 2013; Zhang et al. 2004; Restrepo 2010). Des tests complémentaires pourraient être effectués avec des versions plus complexes du modèle TGR (routage non linéaire par exemple) et des méthodes d'assimilation adaptée (de type filtre de Kalman étendu par exemple), de manière à voir si ces points permettent de dépasser les limites du modèle TGR identifiées ici.

Conclusion générale

Conclusion générale

Dans le domaine de la prévention des crues, la modélisation hydrologique pluie-débit est nécessaire pour calculer les débits des rivières en réponse aux précipitations. La qualité de ces calculs dépend bien évidemment de la qualité des données d'entrée. Récemment, Météo-France a produit une réanalyse des lames d'eau horaires en combinant l'ensemble des mesures disponibles (pluviomètres horaires, journaliers et images radar) sur le territoire métropolitain, sur une période de 10 ans et à une haute résolution spatiale. Cette nouvelle base de données est aujourd'hui considérée comme la meilleure estimation possible des champs de précipitation et nous avons eu dans cette thèse la chance de l'utiliser pour la première fois.

Dans cette thèse, nous nous sommes particulièrement intéressés à comparer dans le détail des modélisations hydrologiques spatialisée avec une approche globale. Il s'agissait de comprendre jusqu'à quel point il est réaliste d'espérer améliorer la simulation et la prévision des crues, et de quantifier dans quelle contribution l'information radar pouvait apporter en ce sens.

Dans la première partie de la thèse, nous avons développé les aspects méthodologiques en présentant les différents travaux de la littérature (chapitre 1), en décrivant l'élaboration de réanalyse par Météo-France (chapitre 2) et en détaillant notre domaine d'étude qui regroupe un large échantillon de 181 bassins versants français (chapitre 3). La deuxième partie a exposé le développement et la validation d'un modèle hydrologique semi-distribué dont la structure offre la possibilité de tester différentes échelles de résolution spatiale, tout en restant assez simple pour permettre une généralisation des tests sur un grand nombre de cas (chapitres 4 et 5). De cette manière, cet outil a été exploité dans la troisième partie pour étudier l'impact de la variabilité spatiale des précipitations sur la réponse des bassins (chapitre 6), l'apport des données radar spatialisées de précipitation pour la modélisation hydrologique (chapitre 7) et les implications pour les systèmes opérationnels de prévision des crues (chapitre 8).

Toutes nos expériences ont été réalisées sur des cas d'application réels, pour une grande diversité d'événements de crue (3620 en tout) sélectionnés parmi un ensemble de 181 bassins versants français. Une telle étude, réalisée sur un si grand nombre de cas réels, est rare dans la communauté hydrologique. En ce sens, nos travaux constituent une avancée par rapport aux études existantes et apportent un diagnostic robuste et des éléments de réponse sur les problématiques scientifiques traitées.

Nous proposons dans cette conclusion générale de revenir sur un certain nombre de questions soulevées dans cette thèse et de résumer les réponses que nous sommes parvenus à y apporter. Nous évoquons ensuite les perspectives qui nous semblent les plus intéressantes à ce travail.

Résultats marquants

Résultats contrastés de la littérature sur le rôle de la variabilité spatiale des précipitations et la réponse des bassins versants

Le thème de la variabilité spatiale des précipitations et de son impact sur la réponse des bassins versants a largement été abordé par la communauté hydrologique. S'il existe un consensus général sur le fait que les incertitudes des données d'entrée de précipitation ont une influence significative sur les sorties de la modélisation pluie-débit, l'impact de la résolution spatiale des données d'entrée de précipitation sur les débits est source de débats à cause des résultats contradictoires de la littérature.

Ces contradictions viennent essentiellement du fait que la plupart des expériences se limitent à un petit nombre de bassins. Certaines de ces expériences sont menées sur les bases de données synthétiques qui se limitent alors à une analyse de sensibilité du modèle hydrologique, ce qui ne permet pas de conclure sur le fonctionnement du bassin en conditions réelles. De plus, les méthodologies et les modèles hydrologiques employés diffèrent entre les expériences, ce qui complique la comparaison des résultats souvent contrastés.

Ces constats nous ont conduits à travailler sur un large échantillon de bassins versants divers et variés, avec des données réelles appropriées à la spatialisation des précipitations. De plus, une méthodologie et une structure de modèle pluie-débit équivalentes sont systématiquement appliquées entre les différentes expériences et stratégies de modélisation. De cette manière, nous concentrons notre analyse sur l'impact de la résolution spatiale des précipitations uniquement.

La réponse des bassins est-elle sensible à l'hétérogénéité spatiale des précipitations ?

La précision des débits simulés a été analysée en fonction de la résolution spatiale des données d'entrée de précipitation. L'impact sur les débits est variable entre les bassins et entre les événements : sur la base de 3620 événements de crue observés à l'exutoire des bassins, 56% des bassins bénéficient d'une meilleure résolution spatiale des précipitations alors qu'en moyenne les différences de performance entre approches globales et semi-distribuées sont non significatives.

Ce constat permet d'expliquer le contraste des résultats entre les différentes expériences de la littérature. De plus, nous avons vu que les champs de précipitation à forte hétérogénéité spatiale sont localisés dans certaines régions et leur fréquence reste faible par rapport aux autres types d'événements. La confrontation de nos résultats avec des indices de caractérisation des champs de précipitation a aussi permis d'identifier les bassins les plus sensibles : il s'agit de bassins cévenols et méditerranéens qui sont exposés à des orages très localisés avec de fortes intensités précipitantes, ce qui confirment l'intérêt des nombreux travaux déjà réalisés sur cette zone.

Utilité des données spatialisées de précipitation par radar pour la simulation des débits

Par le biais de la modélisation hydrologique semi-distribuée, nous avons cherché à quantifier l'apport de l'information radar pour l'estimation des champs de précipitations par rapport à une utilisation exclusive des pluviomètres. Il n'a pas été possible de quantifier précisément les améliorations sur les estimations des précipitations.

L'une des principales raisons provient des erreurs et des incertitudes de la modélisation pluie-débit qui entrent en interaction avec celles des estimations des précipitations. Les améliorations et/ou dégradations des simulations de débit ne sont pas nettes, ce qui ne permet pas d'appréhender la qualité des estimations des précipitations. De plus, les régions sur lesquelles la qualité des observations radar est la meilleure sont aussi déjà très bien couvertes par un réseau de mesure au sol très dense.

Intérêt d'une modélisation spatialisée pour la prévision des crues

Le modèle de prévision semi-distribué TGR qui a la capacité d'assimiler simultanément les données d'observation de plusieurs stations hydrométriques au sein du bassin a été testé et comparé au modèle global de prévision GRP actuellement opérationnel dans les Services de Prévision des Crues français.

En moyenne sur 45 bassins versants français, le modèle semi-distribué de prévision TGR est un modèle moins performant que le modèle global GRP aux courtes échéances, malgré l'assimilation de données d'observation supplémentaires à l'intérieur des bassins, les performances des deux modèles étant similaires à longue échéance. Cependant, il est difficile de dégager les causes exactes de ces différences aux courtes échéances puisque les deux modèles ont des structures et des méthodes d'assimilation différentes. Toutefois, ces résultats concordent avec ceux de la littérature qui indiquent que pour la prévision des débits, les modèles semi-distribués peuvent être utilisés en complément d'un modèle global, mais n'ont pas encore la précision requise pour les remplacer.

Perspectives et voies d'amélioration

Amélioration du modèle hydrologique semi-distribué

Nous savons que le modèle hydrologique est une représentation simplifiée du fonctionnement du bassin versant et il n'est pas toujours possible de l'utiliser comme outil d'analyse du fait des hypothèses formulées et de l'incertitude des débits simulés.

Dans cette thèse, nous avons appliqué une modélisation semi-distribuée sans prendre en compte l'hétérogénéité des caractéristiques spatiales des bassins versants. Il serait intéressant de parvenir à spatialiser les paramètres du modèle hydrologique pour représenter explicitement ces variabilités

spatiales. Jusqu'à présent, nous avons utilisé une méthode de régionalisation qui nous a permis de distribuer un seul des paramètres du modèle (cette méthode s'est avérée inefficace pour les autres paramètres du modèle). De nombreuses autres méthodes pourraient être testées pour tenter de distribuer les paramètres du modèle hydrologique afin de mieux représenter les processus hydrologiques et améliorer la simulation des débits.

Vers une amélioration du modèle semi-distribué de prévision

Nous avons mis en évidence certaines limites du modèle de prévision semi-distribué TGR aux courtes échéances de prévision par rapport au modèle global de prévision GRP. Nous avons vu que la structure du modèle TGR est en fait une simplification de celle du modèle de GRP par la linéarisation du réservoir de routage pour les besoins de l'assimilation par filtre de Kalman. Une version plus complexe du modèle TGR avec un réservoir de routage non-linéaire et une méthode d'assimilation adaptée (de type filtre de Kalman étendu par exemple) devrait être développée de manière à voir si ces points permettent de dépasser les limites du modèle TGR identifiées ici.

Une autre stratégie serait de développer une version spatialisée du modèle de prévision GRP en conservant sa structure et sa méthode d'assimilation. La comparaison avec le modèle global, puis avec le modèle semi-distribué TGR, permettrait ainsi d'évaluer distinctement les performances des méthodes d'assimilation. Il serait alors possible d'établir un modèle spatialisé de prévision plus performant aux courtes échéances pour les besoins des services opérationnels.

Bibliographie

Bibliographie

Ajami, N. K., H. V Gupta, T. Wagener, and S. Sorooshian, 2004: Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *J. Hydrol.*, **298**, 112–135, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.033. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404002410.

Ali, G., D. Tetzlaff, C. Soulsby, J. J. McDonnell, and R. Capell, 2012: A comparison of similarity indices for catchment classification using a cross-regional dataset. *Adv. Water Resour.*, **40**, 11–22, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.01.008. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812000188.

Anagnostou, E., W. Krajewski, D.-J. Seo, and E. Johnson, 1998: Mean-Field Rainfall Bias Studies for WSR-88D. *J. Hydrol. Eng.*, **3**, 149–159, doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(1998)3:3(149). http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1998)3:3(149).

Anctil, F., N. Lauzon, V. Andréassian, L. Oudin, and C. Perrin, 2006: Improvement of rainfall-runoff forecasts through mean areal rainfall optimization. *J. Hydrol.*, **328**, 717–725, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.01.016. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169406000485.

Andersen, J., J. C. Refsgaard, and K. H. Jensen, 2001: Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin — model construction and validation. *J. Hydrol.*, **247**, 200–214, doi:10.1016/S0022-1694(01)00384-5. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169401003845.

Andréassian, V., C. Perrin, C. Michel, I. Usartsanchez, and J. Lavabre, 2001: Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *J. Hydrol.*, **250**, 206–223, doi:10.1016/S0022-1694(01)00437-1. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169401004371.

Andréassian, V., A. Oddos, C. Michel, F. Anctil, C. Perrin, and C. Loumagne, 2004a: Impact of spatial aggregation of inputs and parameters on the efficiency of rainfall-runoff models: A theoretical study using chimera watersheds. *Water Resour. Res.*, **40**, 1–9, doi:10.1029/2003WR002854. http://www.agu.org/pubs/crossref/2004/2003WR002854.shtml (Accessed January 26, 2012).

Andréassian, V., C. Perrin, and C. Michel, 2004b: Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *J. Hydrol.*, **286**, 19–35, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.030. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403003871.

Andréassian, V. and Coauthors, 2009: HESS Opinions “Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models.” *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **13**, 1757–1764, doi:10.5194/hess-13-1757-2009. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1757/2009/.

Andrieu, H., J. D. Creutin, G. Delrieu, and D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part I: radar measurement interpretation. *J. Hydrol.*, **193**, 1–25,

doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03202-7. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169496032027.

Apip, T. Sayama, Y. Tachikawa, and K. Takara, 2012: Spatial lumping of a distributed rainfall-sediment-runoff model and its effective lumping scale. *Hydrol. Process.*, **26**, 855–871, doi:10.1002/hyp.8300. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8300.

Arnaud, P., C. Bouvier, L. Cisneros, and R. Dominguez, 2002: Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *J. Hydrol.*, **260**, 216–230, doi:10.1016/S0022-1694(01)00611-4. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169401006114.

Arnaud, P., J. Lavabre, C. Fouchier, S. Diss, and P. Javelle, 2011: Sensitivity of hydrological models to uncertainty in rainfall input. *Hydrol. Sci. J.*, **56**, 397–410, doi:10.1080/02626667.2011.563742. http://www.informaworld.com/openurl?genre=article&doi=10.1080/02626667.2011.563742&magic=crossref||D404A21C5BB053405B1A640AFFD44AE3 (Accessed May 25, 2011).

Arnold, J. G., R. Srinivasan, R. S. Muttiah, and J. R. Williams, 1998: Large area hydrologic modeling and assessment part 1: model development. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.*, **34**, 73–89, doi:10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x. http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x.

Artigue, G., D. Dumas, C. Mertz, and E. Wesolek, 2010: *Episode pluvio-orageux du 15 Juin 2010 sur le Var. Retour d'expérience sur la prévision météorologique et hydrologique d ' un épisode diluvien exceptionnel*. www.keraunos.org.

Aubert, Y., 2012: Estimation des valeurs extrêmes de débit par la méthode Shyreg. Université Pierre et Marie Curie, .

Audard-Vincendon, B., 2010: Apport des modèles météorologiques de résolution kilométrique pour la prévision des crues rapides méditerranéennes: vers une prévision d'ensemble des débits en région Cévennes-Vivarais. http://thesesups.ups-tlse.fr/1093/ (Accessed February 11, 2013).

Austin, P. M., 1987: Relation between Measured Radar Reflectivity and Surface Rainfall. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 1053–1070, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1053:RBMRRA>2.0.CO;2. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1053:RBMRRA>2.0.CO.

Bandaragoda, C., D. G. Tarboton, and R. Woods, 2004: Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project. *J. Hydrol.*, **298**, 178–201. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404002446.

Baptista, M., and C. Michel, 1989: Une utilisation simple du modèle HAYAMI en hydrologie. *La Houille Blanche*, 123–132, doi:10.1051/lhb/1989008. http://www.shf-lhb.org/10.1051/lhb/1989008.

Bárdossy, A., and T. Das, 2008: Influence of rainfall observation network on model calibration and application. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **12**, 77–89, doi:10.5194/hess-12-77-2008. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/12/77/2008/.

Bell, V. A., and R. J. Moore, 1998: A grid-based distributed flood forecasting model for use with weather radar data: Part 2. Case studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **2**, 283–298, doi:10.5194/hess-2-283-1998. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/2/283/1998/.

Bell, V. A., and R. J. Moore, 2000: The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **4**, 653–667, doi:10.5194/hess-4-653-2000. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/4/653/2000/.

Bentura, P., and C. Michel, 1997: Flood routing in a wide channel with a quadratic lag-and-route method. *Hydrol. Sci. J.*, **42**, 169–189, doi:10.1080/02626669709492018. http://tandfprod.literatumonline.com/doi/abs/10.1080/02626669709492018.

Berne, A., and W. F. Krajewski, 2013: Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Adv. Water Resour.*, **51**, 357–366, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.005. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812001157.

Berne, A., G. Delrieu, J. D. Creutin, and C. Obled, 2004: Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *J. Hydrol.*, **299**, 166–179, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.002. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.002 (Accessed July 19, 2011).

Berne, A., G. Delrieu, and B. Boudevillain, 2009: Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation. *Adv. Water Resour.*, **32**, 1031–1042, doi:10.1016/j.advwatres.2008.11.008. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170808002054 (Accessed October 26, 2010).

Berthet, L., 2010: Prévision des crues au pas de temps horaire : pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique. .

Beven, K., 1985: *Distributed models*. http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0022215450&partnerID=40&md5=ba677cfc432aa9980f6e086df51f5aee.

Beven, K., 1989: Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models. *J. Hydrol.*, **105**, 157–172. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169489901017.

Beven, K., 1993: Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Water Resour.*, **16**, 41–51, doi:10.1016/0309-1708(93)90028-E. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/030917089390028E.

Beven, K., 1996: The limits of splitting: Hydrology. *Sci. Total Environ.*, **183**, 89–97, doi:10.1016/0048-9697(95)04964-9. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0048969795049649.

Beven, K., 2001a: Rainfall–Runoff Modelling: the Primer. *Chichester, John Wiley Sons*, **15**, 449–450, doi:10.1002/ldr.630. http://doi.wiley.com/10.1002/ldr.630 (Accessed December 5, 2011).

Beven, K., 2001b: How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **5**, 1–12.

Beven, K., 2006: Searching for the Holy Grail of scientific hydrology: Qt=H(S, R,dt) A as closure. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **10**, 609–618, doi:10.5194/hess-10-609-2006. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/10/609/2006/.

Beven, K., and M. J. Kirkby, 1979: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. J.*, **24**, 43–69, doi:10.1080/02626667909491834.

Beven, K., and G. M. Hornberger, 1982: Assessing the effect of spatial pattern of precipitation in modeling streamflow hydrographs. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.*, **18**, 823–829, doi:10.1111/j.1752-1688.1982.tb00078.x. http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.1982.tb00078.x.

Beven, K., and A. Binley, 1992: The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.*, **6**, 279–298, doi:10.1002/hyp.3360060305. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.3360060305.

Beven, K., and J. Freer, 2001: Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J. Hydrol.*, **249**, 11–29, doi:10.1016/S0022-1694(01)00421-8. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8 (Accessed September 19, 2011).

Beven, K., E. F. Wood, and M. Sivapalan, 1988: On hydrological heterogeneity — Catchment morphology and catchment response. *J. Hydrol.*, **100**, 353–375. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169488901928.

Biggs, E. M., and P. M. Atkinson, 2011: A comparison of gauge and radar precipitation data for simulating an extreme hydrological event in the Severn Uplands, UK. *Hydrol. Process.*, **25**, 795–810, doi:10.1002/hyp.7869. http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.7869 (Accessed March 28, 2011).

Blöschl, G., and M. Sivapalan, 1995: Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrol. Process.*, **9**, 251–290, doi:10.1002/hyp.3360090305. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.3360090305.

Blöschl, G., C. Reszler, and J. Komma, 2008: A spatially distributed flash flood forecasting model. *Environ. Model. Softw.*, **23**, 464–478, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2007.06.010. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815207001247.

Bonnifait, L., G. Delrieu, M. Le Lay, B. Boudevillain, A. Masson, P. Belleudy, E. Gaume, and S. Shah, 2009: Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input: Reconstruction of the 8–9 September 2002 catastrophic flood event in the Gard region, France. *Adv. Water Resour.*, **32**, 1077–1089, doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.007. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170809000554 (Accessed December 7, 2010).

Borga, M., 2002: Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *J. Hydrol.*, **267**, 26–39, doi:10.1016/S0022-1694(02)00137-3. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00137-3 (Accessed January 6, 2011).

Borga, M., and F. Tonelli, 2000: Adjustment of range-dependent bias in radar rainfall estimates. *Phys. Chem. Earth, Part B Hydrol. Ocean. Atmos.*, **25**, 909–914, doi:10.1016/S1464-1909(00)00124-6. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1464190900001246.

Bourgin, P.-Y., F. Lobligeois, J. Peschard, V. Andréassian, and N. Le Moine, 2012: *Description des caractéristiques morphologiques, climatiques et hydrologiques de 4436 bassins versants français*. http://webgr.irstea.fr/activites/base-de-donnees/.

Bourqui, M., 2008: Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques. AgroParisTech, .

Bourrel, L., H. Sauvageot, J. J. Vidal, D. Dartus, and J. P. Dupouyet, 1994: Radar measurement of precipitation in cold mountainous areas: the Garonne basin / Mesure de la pluie par radar en region montagneuse froide: exemple du bassin de la Garonne. *Hydrol. Sci. J.*, **39**, 369–389, doi:10.1080/02626669409492756. http://www.informaworld.com/openurl?genre=article&doi=10.1080/02626669409492756&magic=crossref||D404A21C5BB053405B1A640AFFD44AE3.

Boyle, D. P., H. V Gupta, V. Koren, Z. Zhang, and M. B. Smith, 2001: Toward improved streamflow forecasts : Value of semidistributed modeling. *Water Resour.*, **37**, 2749–2759.

Braud, I., H. Roux, S. Anquetin, M.-M. Maubourguet, C. Manus, P. Viallet, and D. Dartus, 2010: The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event: Analysis of associated hydrological processes. *J. Hydrol.*, **394**, 162–181, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.033. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169410001708 (Accessed February 18, 2011).

Burnash, R., R. Ferral, and R. McGuire, 1973: *A generalized streamflow simulation system conceptual model for digital computers*.

Butts, M., J. Payne, M. Kristensen, and H. Madsen, 2004: An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *J. Hydrol.*, **298**, 242–266, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.042. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169404002471 (Accessed July 19, 2011).

Caracciolo, D., E. Arnone, and L. Noto, 2013: Influence of Spatial Precipitation Sampling on Hydrological Response at Catchment Scale. *J. Hydrol. Eng.*, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000829. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000829.

Carpenter, T., and K. P. Georgakakos, 2004: Impacts of parametric and radar rainfall uncertainty on the ensemble streamflow simulations of a distributed hydrologic model. *J. Hydrol.*, **298**, 202–221, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.036. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169404002458.

Carpenter, T., and K. P. Georgakakos, 2006: Intercomparison of lumped versus distributed hydrologic model ensemble simulations on operational forecast scales. *J. Hydrol.*, **329**, 174–185, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.013. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169406000898 (Accessed August 16, 2011).

Carpenter, T., J. A. Sperfslage, K. P. Georgakakos, T. Sweeney, and D. L. Fread, 1999: National threshold runoff estimation utilizing GIS in support of operational flash flood warning systems. *J. Hydrol.*, **224**, 21–44. http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0033550082&partnerID=40&md5=39dfe6585878b9b443c8140079d949c0.

Carpenter, T., K. P. Georgakakos, and J. Sperfslagea, 2001: On the parametric and NEXRAD-radar sensitivities of a distributed hydrologic model suitable for operational use. *J. Hydrol.*, **253**, 169–193, doi:10.1016/S0022-1694(01)00476-0. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169401004760.

Champeaux, J. L., and R. Lorandel, 2009: *Le réseau radar, les produits radars*.

Charlier, J.-B., R. Moussa, P. Cattan, Y.-M. Cabidoche, and M. Voltz, 2009: Modelling runoff at the plot scale taking into account rainfall partitioning by vegetation: application to stemflow of banana (<I>Musa</I> spp.) plant. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **6**, 4307–4347, doi:10.5194/hessd-6-4307-2009. http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/6/4307/2009/.

Chaubey, I., C. T. Haan, S. Grunwald, and J. M. Salisbury, 1999: Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall. *J. Hydrol.*, **220**, 48–61. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169499000633.

Clark, M. P., D. E. Rupp, R. A. Woods, X. Zheng, R. P. Ibbitt, A. G. Slater, J. Schmidt, and M. J. Uddstrom, 2008: Hydrological data assimilation with the ensemble Kalman filter: Use of streamflow observations to update states in a distributed hydrological model. *Adv. Water Resour.*, **31**, 1309–1324, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.06.005. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170808001012.

Clarke, R. T., 1973: A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *J. Hydrol.*, **19**, 1–20. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169473900899.

Cole, S. J., and R. J. Moore, 2008: Hydrological modelling using raingauge- and radar-based estimators of areal rainfall. *J. Hydrol.*, **358**, 159–181, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.05.025. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408002394.

Cole, S. J., and R. J. Moore, 2009: Distributed hydrological modelling using weather radar in gauged and ungauged basins. *Adv. Water Resour.*, **32**, 1107–1120, doi:10.1016/j.advwatres.2009.01.006. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170809000177 (Accessed December 7, 2010).

Conradt, T., F. Wechsung, and A. Bronstert, 2013: Three perceptions of the evapotranspiration landscape: comparing spatial patterns from a distributed hydrological model, remotely sensed

surface temperatures, and sub-basin water balances. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **17**, 2947–2966, doi:10.5194/hess-17-2947-2013. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/2947/2013/.

Coron, L., V. Andréassian, C. Perrin, J. Lerat, J. Vaze, M. Bourqui, and F. Hendrickx, 2012: Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resour. Res.*, **48**, W05552, doi:10.1029/2011WR011721. http://dx.doi.org/10.1029/2011WR011721.

Creutin, J. D., and C. Obled, 1982: Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. *Water Resour. Res.*, **18**, 413, doi:10.1029/WR018i002p00413. http://www.agu.org/pubs/crossref/1982/WR018i002p00413.shtml (Accessed November 15, 2011).

Creutin, J. D., G. Delrieu, and T. Lebel, 1988: Rain Measurement by Raingage-Radar Combination: A Geostatistical Approach. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **5**, 102–115, doi:10.1175/1520-0426(1988)005<0102:RMBRRC>2.0.CO;2. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1988)005<0102:RMBRRC>2.0.CO.

Creutin, J. D., H. Andrieu, and D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: radar measurement validation. *J. Hydrol.*, **193**, 26–44, doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03203-9. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169496032039.

Cunge, J. A., 1969: On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). *J. Hydraul. Res.*, **7**, 205–230.

Cunge, J. A., F. M. Holly Jr, and A. Verwey, 1980: *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Advanced Publishing Program,.

Das, T., A. Bárdossy, E. Zehe, and Y. He, 2008: Comparison of conceptual model performance using different representations of spatial variability. *J. Hydrol.*, **356**, 106–118, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.04.008. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216940800173X (Accessed August 23, 2011).

Dawdy, D. R., and J. M. Bergmann, 1969: Effect of rainfall variability on streamflow simulation. *Water Resour. Res.*, **5**, 958, doi:10.1029/WR005i005p00958. http://www.agu.org/pubs/crossref/1969/WR005i005p00958.shtml (Accessed December 8, 2011).

Delhomme, J. P., 1978: Kriging in the hydrosciences. *Adv. Water Resour.*, **1**, 251–266, doi:10.1016/0309-1708(78)90039-8. http://dx.doi.org/10.1016/0309-1708(78)90039-8 (Accessed November 4, 2011).

Delrieu, G. and Coauthors, 2005: The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 34–52, doi:10.1175/JHM-400.1. http://dx.doi.org/10.1175/JHM-400.1.

Delrieu, G. and Coauthors, 2009a: Weather radar and hydrology. *Adv. Water Resour.*, **32**, 969–974, doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.006. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170809000542 (Accessed December 7, 2010).

Delrieu, G., B. Boudevillain, J. Nicol, B. Chapon, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu, and D. Faure, 2009b: Bollène-2002 Experiment: Radar Quantitative Precipitation Estimation in the Cévennes–Vivarais Region, France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **48**, 1422–1447, doi:10.1175/2008JAMC1987.1. http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1987.1.

Diss, S., 2009: Apport de l ' imagerie radar pour la connaissance spatio-temporelle des champs de pluie . Utilisation pour une modélisation prédictive des crues. .

Diss, S., J. Testud, J. Lavabre, P. Ribstein, E. Moreau, and J. Parent Du Chatelet, 2009: Ability of a dual polarized X-band radar to estimate rainfall. *Adv. Water Resour.*, **32**, 975–985, doi:10.1016/j.advwatres.2009.01.004. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170809000141.

Dodov, B., and E. Foufoula-Georgiou, 2005: Incorporating the spatio-temporal distribution of rainfall and basin geomorphology into nonlinear analyses of streamflow dynamics. *Adv. Water Resour.*, **28**, 711–728, doi:10.1016/j.advwatres.2004.12.013. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170805000254.

Dong, X. H., C. M. Dohmen-Janssen, and M. J. Booij, 2005: Appropriate spatial sampling of rainfall for flow simulation. *Hydrol. Sci. J.*, **50**, 279–298. http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=16683607 (Accessed December 12, 2011).

Dooge, J. C. I., 1974: *Linear theory of hydrologic systems US*.

Downer, C. W., F. L. Ogden, W. D. Martin, and R. S. Harmon, 2002: Theory, development, and applicability of the surface water hydrologic model CASC2D. *Hydrol. Process.*, **16**, 255–275, doi:10.1002/hyp.338. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.338.

Ducharne, A., 2009: Reducing scale dependence in TOPMODEL using a dimensionless topographic index. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **13**, 2399–2412, doi:10.5194/hess-13-2399-2009.

Dumedah, G., and P. Coulibaly, 2013: Evaluating forecasting performance for data assimilation methods: The ensemble Kalman filter, the particle filter, and the evolutionary-based assimilation. *Adv. Water Resour.*, **60**, 47–63, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.07.007. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S030917081300122X.

Duncan, M. R., B. Austin, and F. Fabry, 1993: The effect of gauge sampling density on the accuracy of streamflow prediction for rural catchments. *J. Hydrol.*, **142**, 445–476, doi:10.1016/0022-1694(93)90023-3. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(93)90023-3 (Accessed December 12, 2011).

Emmanuel, I., H. Andrieu, and P. Tabary, 2011: Evaluation of the new French operational weather radar product for the field of urban hydrology. *Atmos. Res.*, **103**, 20–32, doi:10.1016/j.atmosres.2011.06.018. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809511002092 (Accessed November 1, 2011).

Emmanuel, I., H. Andrieu, E. Leblois, and B. Flahaut, 2012: Temporal and spatial variability of rainfall at the urban hydrological scale. *J. Hydrol.*, **430–431**, 162–172, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.02.013. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412001126.

Van Esse, W. R., C. Perrin, M. J. Booij, D. C. M. Augustijn, F. Fenicia, D. Kavetski, and F. Lobligeois, 2013: The influence of conceptual model structure on model performance: a comparative study for 237 French catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **17**, 4227–4239, doi:10.5194/hess-17-4227-2013. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/4227/2013/ (Accessed November 1, 2013).

Fan, P., and J. C. Li, 2006: Diffusive wave solutions for open channel flows with uniform and concentrated lateral inflow. *Adv. Water Resour.*, **29**, 1000–1019, doi:10.1016/j.advwatres.2005.08.008. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170805002149.

Faures, J., D. C. Goodrich, D. A. Woolhiser, and S. Sorooshian, 1995: Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modeling. *J. Hydrol.*, **173**, 309–326, doi:10.1016/0022-1694(95)02704-S. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/002216949502704S.

Fenicia, F., D. Kavetski, and H. H. G. Savenije, 2011: Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. *Water Resour. Res.*, **47**, 1–13, doi:10.1029/2010WR010174. http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010WR010174.shtml (Accessed November 22, 2011).

Finnerty, B., M. B. Smith, D.-J. Seo, V. Koren, and G. Moglen, 1997: Space-time scale sensitivity of the Sacramento model to radar-gage precipitation inputs. *J. Hydrol.*, **203**, 21–38, doi:10.1016/S0022-1694(97)00083-8. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169497000838.

Freeze, R. A., and R. L. Harlan, 1969: Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *J. Hydrol.*, **9**, 237–258, doi:http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169469900201.

Fulton, R. A., J. P. Breidenbach, D.-J. Seo, D. A. Miller, and T. O'Bannon, 1998: The WSR-88D Rainfall Algorithm. *Weather Forecast.*, **13**, 377–395, doi:10.1175/1520-0434(1998)013<0377:TWRA>2.0.CO;2. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<0377:TWRA>2.0.CO.

Gali, R., K. Douglas-Mankin, X. Li, and T. Xu, 2012: Assessing NEXRAD P3 Data Effects on Stream-Flow Simulation Using SWAT Model in an Agricultural Watershed. *J. Hydrol. Eng.*, **17**, 1245–

1254, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000618. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000618.

Goodrich, D. C., D. A. Woolhiser, and T. O. Keefer, 1991: Kinematic routing using finite elements on a triangular irregular network. *Water Resour. Res.*, **27**, 995–1003, doi:10.1029/91WR00224. http://dx.doi.org/10.1029/91WR00224.

Götzinger, J., and A. Bárdossy, 2007: Comparison of four regionalisation methods for a distributed hydrological model. *J. Hydrol.*, **333**, 374–384, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.008. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169406004793.

Gourley, J. J., P. Tabary, and J. Parent Du Chatelet, 2006: Data Quality of the Meteo-France C-Band Polarimetric Radar. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **23**, 1340–1356, doi:10.1175/JTECH1912.1. http://dx.doi.org/10.1175/JTECH1912.1.

Gourley, J. J., Y. Hong, Z. L. Flamig, J. Wang, H. Vergara, and M. N. Anagnostou, 2011: Hydrologic Evaluation of Rainfall Estimates from Radar, Satellite, Gauge, and Combinations on Ft. Cobb Basin, Oklahoma. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 973–988, doi:10.1175/2011JHM1287.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011JHM1287.1 (Accessed October 24, 2011).

Grayson, R. B., and G. Blöschl, 2000: Spatial Modelling of Catchment Dynamics. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*, R.B. Grayson and G. Blöschl, Eds., Cambridge University Press, 51–81.

Grayson, R. B., I. D. Moore, and T. A. McMahon, 1992: Physically based hydrologic modeling: 2. Is the concept realistic? *Water Resour. Res.*, **28**, 2659–2666, doi:10.1029/92WR01259. http://dx.doi.org/10.1029/92WR01259.

Guéguen, C., and L. Moulin, 2010: Spécifications des traitements radar en vue d'une ré-analyse des lames d'eau. *Doc. Interne Météo-France*, 1–20.

Guéguen, C., G. L'Henaff, O. Laurantin, and J. Soubeyroux, 2011: *Description des traitements en vue d ' une réanalyse des lames d ' eau*.

Gupta, H. V, H. Kling, K. K. Yilmaz, and G. F. Martinez, 2009: Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.*, **377**, 80–91, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.003. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409004843 (Accessed March 12, 2012).

Gupta, H. V, C. Perrin, R. Kumar, G. Blöschl, M. Clark, A. Montanari, and V. Andréassian, 2013: Large-sample hydrology: a need to balance depth with breadth. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **10**, 9147–9189, doi:10.5194/hessd-10-9147-2013. http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/10/9147/2013/.

Gustard, A., A. Bullock, and J. M. Dixon, 1992: *Low flow estimation in the United Kingdom*. Wallingford, UK, Report n° 108., http://www.ceh.ac.uk/products/publications/documents/ih108_low_flow_estimation.pdf.

Hamlin, M. J., 1983: The significance of rainfall in the study of hydrological processes at basin scale. *J. Hydrol.*, **65**, 73–94, doi:10.1016/0022-1694(83)90211-1. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(83)90211-1 (Accessed December 12, 2011).

Hayami, S., 1951: On the propagation of flood wave. *Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. Bull., Japan, 1, 1–16*,.

Hazenberg, P., H. Leijnse, and R. Uijlenhoet, 2011: Radar rainfall estimation of stratiform winter precipitation in the Belgian Ardennes. *Water Resour. Res.*, **47**, 1–15, doi:10.1029/2010WR009068. http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010WR009068.shtml (Accessed February 14, 2011).

He, X., T. O. Sonnenborg, J. C. Refsgaard, F. Vejen, and K. H. Jensen, 2013: Evaluation of the value of radar QPE data and rain gauge data for hydrological modeling. *Water Resour. Res.*, n/a–n/a, doi:10.1002/wrcr.20471. http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20471.

Henderson, F. M., 1966: *Open Channel Flow*. Macmillan. Prentice Hall, New York,.

Hernandez, M., S. Miller, D. C. Goodrich, B. Goff, W. Kepner, C. Edmonds, and K. B. Jones, 2000: Modeling Runoff Response to Land Cover and Rainfall Spatial Variability in Semi-Arid Watersheds. *Environ. Monit. Assess.*, **64**, 285–298, doi:10.1023/A:1006445811859. http://dx.doi.org/10.1023/A:1006445811859.

Hrachowitz, M., and M. Weiler, 2010: Uncertainty of Precipitation Estimates Caused by Sparse Gauging Networks in a Small, Mountainous Watershed. *J. Hydrol. Eng.*, **16**, 460–471, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000331. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000331.

Huff, F. A., 1970: Sampling Errors in Measurement of Mean Precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 35–44, doi:10.1175/1520-0450(1970)009<0035:SEIMOM>2.0.CO;2. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0035:SEIMOM>2.0.CO (Accessed January 11, 2011).

Hundecha, Y., and A. Bárdossy, 2004: Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *J. Hydrol.*, **292**, 281–295, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.01.002. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404000125.

Hundecha, Y., T. B. M. J. Ouarda, and A. Bárdossy, 2008: Regional estimation of parameters of a rainfall-runoff model at ungauged watersheds using the “spatial” structures of the parameters within a canonical physiographic-climatic space. *Water Resour. Res.*, **44**, n/a–n/a, doi:10.1029/2006WR005439. http://dx.doi.org/10.1029/2006WR005439.

Hunukumbura, P. B., Y. Tachikawa, and M. Shiiba, 2012: Distributed hydrological model transferability across basins with different hydro-climatic characteristics. *Hydrol. Process.*, **26**, 793–808, doi:10.1002/hyp.8294. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8294.

Jaber, F. H., and R. H. Mohtar, 2002: Stability and accuracy of finite element schemes for the one-dimensional kinematic wave solution. *Adv. Water Resour.*, **25**, 427–438. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170802000052.

Johnson, D., M. B. Smith, V. Koren, and B. Finnerty, 1999: Comparing Mean Areal Precipitation Estimates From NEXRAD and Rain Gauge Networks. *J. Hydrol. Eng.*, **4**, 117–124.

Kalman, R. E., 1960: A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems. *J. Basic Eng.-T. ASME*, **82**, 35–45.

Kampf, S. K., and S. J. Burges, 2007: A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models. *Water Resour. Res.*, **43**, W05423, doi:10.1029/2006WR005370. http://dx.doi.org/10.1029/2006WR005370.

Kavetski, D., and F. Fenicia, 2011: Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 2. Application and experimental insights. *Water Resour. Res.*, **47**, 1–19, doi:10.1029/2011WR010748. http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2011WR010748.shtml (Accessed November 22, 2011).

Khakbaz, B., B. Imam, K. Hsu, and S. Sorooshian, 2012: From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *J. Hydrol.*, **418-419**, 61–77, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.021. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409000894 (Accessed March 1, 2012).

Kirchner, J. W., 2006: Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resour. Res.*, **42**, W03S04, doi:10.1029/2005WR004362. http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004362.

Klemeš, V., 1986: Operational testing of hydrological simulation models / Vérification, en conditions réelles, des modèles de simulation hydrologique. *Hydrol. Sci. J.*, **31**, 13–24, doi:10.1080/02626668609491024. http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02626668609491024.

Kling, H., and H. V Gupta, 2009: On the development of regionalization relationships for lumped watershed models: The impact of ignoring sub-basin scale variability. *J. Hydrol.*, **373**, 337–351, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.031. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409002893 (Accessed August 3, 2011).

Kokkonen, T. S., A. J. Jakeman, P. C. Young, and H. J. Koivusalo, 2003: Predicting daily flows in ungauged catchments: model regionalization from catchment descriptors at the Coweeta Hydrologic Laboratory, North Carolina. *Hydrol. Process.*, **17**, 2219–2238, doi:10.1002/hyp.1329. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1329.

Koren, V., B. Finnerty, J. Schaake, M. B. Smith, D.-J. Seo, and Q. Duan, 1999: Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation. *J. Hydrol.*, **217**, 285–302, doi:10.1016/S0022-1694(98)00231-5. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169498002315.

Koren, V., M. B. Smith, D. Wang, and Z. Zhang, 2000: Use of Soil Property Data in the Derivation of Conceptual Rainfall-Runoff Model Parameters. *15th Conference on Hydrology. Amer Meteorol Society, Long Beach, CA*, 103–106.

Koren, V., M. B. Smith, and Q. Duan, 2003: Use of *a priori* parameter estimates in the derivation of spatially consistent parameter sets of rainfall-runoff models. *Calibration of Watershed Models*, Vol. 6 of, AGU, Washington, DC, 239–254 http://dx.doi.org/10.1029/WS006p0239.

Koren, V., S. Reed, M. B. Smith, Z. Zhang, and D.-J. Seo, 2004: Hydrology laboratory research modeling system (HL-RMS) of the US national weather service. *J. Hydrol.*, **291**, 297–318, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.12.039. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216940400037X (Accessed March 5, 2012).

Koren, V., F. Moreda, and M. B. Smith, 2008: Use of soil moisture observations to improve parameter consistency in watershed calibration. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C*, **33**, 1068–1080. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1474706508000132.

Krajewski, W. F., and J. A. Smith, 2002: Radar hydrology: rainfall estimation. *Adv. Water Resour.*, **25**, 1387–1394, doi:10.1016/S0309-1708(02)00062-3. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170802000623.

Krajewski, W. F., V. Lakshmi, K. P. Georgakakos, and S. C. Jain, 1991: A Monte Carlo Study of Rainfall Sampling Effect on a Distributed Catchment Model. *Water Resour. Res.*, **27**, 119–128, doi:10.1029/90WR01977. http://www.agu.org/pubs/crossref/1991/90WR01977.shtml (Accessed October 31, 2011).

Krajewski, W. F., G. Villarini, and J. A. Smith, 2010: RADAR-Rainfall Uncertainties. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **91**, 87–94, doi:10.1175/2009BAMS2747.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009BAMS2747.1 (Accessed November 17, 2011).

Kumar, R., L. Samaniego, and S. Attinger, 2013: Implications of distributed hydrologic model parameterization on water fluxes at multiple scales and locations. *Water Resour. Res.*, **49**, 1–20, doi:10.1029/2012WR012195. http://dx.doi.org/10.1029/2012WR012195.

L'hôte, Y., 1990: Historique du concept de cycle de l'eau et des premières mesures hydrologiques en Europe. *Hydrol. Cont.*, **5**, 13–27, doi:http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:31432. http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:31432 (Accessed December 5, 2011).

Laurantin, O., P. Tabary, P. Dupuy, L. G. Henaff, C. Merlier, and J. M. Soubeyroux, 2012: A 10-year (1997–2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over France. *7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Vol. 1000 of, Toulouse, France, 1–5.

Le Lay, M., and G. M. Saulnier, 2007: Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events : Case of the 8 – 9 September 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic event. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 1–5, doi:10.1029/2007GL029746.

Lebel, T., G. Bastin, C. Obled, and J. D. Creutin, 1987: On the accuracy of areal rainfall estimation: A case study. *Water Resour. Res.*, **23**, 2123–2134, doi:10.1029/WR023i011p02123. http://www.agu.org/pubs/crossref/1987/WR023i011p02123.shtml (Accessed January 11, 2011).

Lerat, J., 2009: Quels apports hydrologiques pour les modèles hydrauliques? Vers un modèle intégré de simulation des crues. http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00392240/ (Accessed February 28, 2011).

Lerat, J., V. Andréassian, C. Perrin, J. Vaze, J. M. Perraud, P. Ribstein, and C. Loumagne, 2012a: Do internal flow measurements improve the calibration of rainfall-runoff models? *Water Resour. Res.*, **48**, W02511, doi:10.1029/2010WR010179. http://dx.doi.org/10.1029/2010WR010179.

Lerat, J., C. Perrin, V. Andréassian, C. Loumagne, and P. Ribstein, 2012b: Towards robust methods to couple lumped rainfall–runoff models and hydraulic models: A sensitivity analysis on the Illinois River. *J. Hydrol.*, **418-419**, 123–135, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.019. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409005824 (Accessed August 20, 2011).

Liggett, J.A., and D. A. Woolhiser, 1967: Difference solutions of the shallow-water equations. *J. Eng. Mech. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, **93**, 39–71.

Lindström, G., B. Johansso, M. Persson, M. Gardelin, and S. Bergström, 1997: Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.*, **201**, 272–288.

Lindström, G., C. Pers, J. Rosberg, J. Stromqvist, and B. Arheimer, 2010: Development and testing of the HYPE (Hydrological Predictions for the Environment) water quality model for different spatial scales. *Hydrol. Res.*, **41**, 295–319, doi:10.2166/nh.2010.007.

Litrico, X., J.-B. Pomet, and V. Guinot, 2010: Simplified nonlinear modeling of river flow routing. *Adv. Water Resour.*, **33**, 1015–1023, doi:10.1016/j.advwatres.2010.06.004. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170810001168 (Accessed April 2, 2011).

Liu, Y. B., S. Gebremeskel, F. De Smedt, L. Hoffmann, and L. Pfister, 2003: A diffusive transport approach for flow routing in GIS-based flood modeling. *J. Hydrol.*, **283**, 91–106, doi:10.1016/S0022-1694(03)00242-7. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169403002427 (Accessed June 28, 2011).

Mandapaka, P. V., W. F. Krajewski, G. J. Ciach, G. Villarini, and J. A. Smith, 2009: Estimation of radar-rainfall error spatial correlation. *Adv. Water Resour.*, **32**, 1020–1030, doi:10.1016/j.advwatres.2008.08.014. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170808001486.

Marshall, J. S., R. C. Langille, and W. M. K. Palmer, 1947: Measurement of rainfall by radar. *J. Meteorol.*, **4**, 186–192, doi:10.1175/1520-0469(1947)004<0186:MORBR>2.0.CO;2. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0186:MORBR>2.0.CO.

Martner, B. E., 1977: A Field Experiment on the Calibration of Radars with Raindrop Disdrometers. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 451–454, doi:10.1175/1520-0450(1977)016<0451:AFEOTC>2.0.CO;2. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<0451:AFEOTC>2.0.CO.

Mathevet, T., 2005: Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. ENGREF, .

Mathevet, T., C. Michel, V. Andréassian, and C. Perrin, 2006: A bounded version of the Nash-sutcliffe criterion for better model assessment on large sets of basins. *IAHS Red Books Ser. n°307,*, 211–219.

Mazari, N., H. Xie, J. Zeitler, and H. Sharif, 2013: Validation of the NEXRAD DSP Product with a Dense Rain Gauge Network. *J. Hydrol. Eng.*, **18**, 156–167, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000676. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000676.

McCarthy, G. T., 1938: The Unit Hydrograph and Flood Routing. Unpublished manuscript. *A conference of the North Atlantic Division of the US Army Corps of Engineers.*

Merz, R., and G. Blöschl, 2004: Regionalisation of catchment model parameters. *J. Hydrol.*, **287**, 95–123. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403004013.

Merz, R., J. Parajka, and G. Blöschl, 2009: Scale effects in conceptual hydrological modeling. *Water Resour. Res.*, **45**, W09405, doi:10.1029/2009WR007872. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR007872.

Meselhe E. A., and F. M. Holly Jr, 1997: Invalidity of Preissmann Scheme for Transcritical Flow. *J. Hydraul. Eng.*, **123**, 652–655, doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1997)123:7(652). http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1997)123:7(652).

Michaud, J., and S. Sorooshian, 1994a: Effect of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash floods. *Water Resour. Res.*, **30**, 2765, doi:10.1029/94WR01273. http://www.agu.org/pubs/crossref/1994/94WR01273.shtml (Accessed December 12, 2011).

Michaud, J., and S. Sorooshian, 1994b: Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. *Water Resour. Res.*, **30**, 593–605, doi:10.1029/93WR03218. http://www.agu.org/pubs/crossref/1994/93WR03218.shtml (Accessed January 24, 2012).

Michel, C., 1989: Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux. *Cemagref, Antony*, 528 pp. http://www.sisyphe.upmc.fr/~m2hh/arch/memoires2004/Ollivier2004.pdf (Accessed November 7, 2011).

Le Moine, N., 2008: Le bassin versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit? University of Pierre et Marie Curie, http://www.hydrologie.org/SOU/081128LEMOINE.pdf (Accessed October 2, 2013).

Moore, R. J., and R. T. Clarke, 1981: A distribution function approach to rainfall runoff modeling. *Water Resour. Res.*, **17**, 1367–1382, doi:10.1029/WR017i005p01367. http://dx.doi.org/10.1029/WR017i005p01367.

Moramarco, T., and V. P. Singh, 2000: A practical method for analysis of river waves and for kinematic wave routing in natural channel networks. *Hydrol. Process.*, **14**, 51–62, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(200001)14:1<51::AID-HYP909>3.0.CO;2-Z. http://doi.wiley.com/10.1002/(SICI)1099-1085(200001)14:1<51::AID-HYP909>3.0.CO;2-Z.

Moramarco, T., Y. Fan, and R. L. Bras, 1999: Analytical Solution for Channel Routing with Uniform Lateral Inflow. *J. Hydraul. Eng.*, **125**, 707–713, doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:7(707). http://link.aip.org/link/?QHY/125/707/1.

Moreau, E., J. Testud, and E. Le Bouar, 2009: Rainfall spatial variability observed by X-band weather radar and its implication for the accuracy of rainfall estimates. *Adv. Water Resour.*, **32**, 1011–1019, doi:10.1016/j.advwatres.2008.11.007. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170808002078 (Accessed December 7, 2010).

Moreda, F., V. Koren, Z. Zhang, S. Reed, and M. B. Smith, 2006: Parameterization of distributed hydrological models: learning from the experiences of lumped modeling. *J. Hydrol.*, **320**, 218–237, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.014. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169405003392 (Accessed August 3, 2011).

Moreno, H. A., E. R. Vivoni, and D. J. Gochis, 2012: Utility of Quantitative Precipitation Estimates for high resolution hydrologic forecasts in mountain watersheds of the Colorado Front Range. *J. Hydrol.*, **438–439**, 66–83, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.03.019. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941200217X.

Morris, E. M., and D. A. Woolhiser, 1980: Unsteady one-dimensional flow over a plane: Partial equilibrium and recession hydrographs. *Water Resour. Res.*, **16**, 355–360, doi:10.1029/WR016i002p00355. http://dx.doi.org/10.1029/WR016i002p00355.

Moussa, R., 1996: Analytical Hayami Solution for the Diffusive Wave Flood Routing Problem With Lateral Inflow. *Hydrol. Process.*, **10**, 1209–1227, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199609)10:9<1209::AID-HYP380>3.0.CO;2-2.

Moussa, R., 1997: Geomorphological Transfer Function Calculated From Digital Elevation Models for Distributed Hydrological Modelling. *Hydrol. Process.*, **11**, 429–449, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199704)11:5<429::AID-HYP471>3.0.CO;2-J. http://doi.wiley.com/10.1002/(SICI)1099-1085(199704)11:5<429::AID-HYP471>3.0.CO;2-J.

Moussa, R., 2003: On morphometric properties of basins, scale effects and hydrological response. *Hydrol. Process.*, **17**, 33–58, doi:10.1002/hyp.1114. http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.1114 (Accessed September 8, 2011).

Moussa, R., and C. Bocquillon, 1996a: Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. *J. Hydrol.*, **186**, 1–30, doi:10.1016/S0022-1694(96)03045-4. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169496030454.

Moussa, R., and C. Bocquillon, 1996b: Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. *Hydrol. Process.*, **10**, 105–123, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199601)10:1<105::AID-HYP304>3.0.CO;2-P. http://doi.wiley.com/10.1002/(SICI)1099-1085(199601)10:1<105::AID-HYP304>3.0.CO;2-P.

Moussa, R., and C. Bocquillon, 2000: Approximation zones of the Saint-Venant equations for flood routing with overbank flow. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **4**, 251–260, doi:10.5194/hess-4-251-2000. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/4/251/2000/.

Moussa, R., and C. Bocquillon, 2001: Fractional-Step Method Solution of Diffusive Wave Equation. *Manager*, **2**, 11–19.

Moussa, R., and C. Bocquillon, 2009: On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank flow in the floodplain. *J. Hydrol.*, **374**, 116–135, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.006. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409003308 (Accessed April 22, 2011).

Moussa, R., N. Chahinian, and C. Bocquillon, 2007: Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment – Model construction and multi-site validation. *J. Hydrol.*, **337**, 35–51, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.028. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169407000212 (Accessed December 9, 2010).

Munier, S., 2009: Modélisation intégrée des écoulements pour la gestion en temps réel d'un bassin versant anthropisé. AgroParisTech, http://hal.archives-ouvertes.fr/tel-00525756/ (Accessed October 2, 2013).

Munier, S., X. Litrico, G. Belaud, and P.-O. Malaterre, 2008: Distributed approximation of open-channel flow routing accounting for backwater effects. *Adv. Water Resour.*, **31**, 1590–1602, doi:10.1016/j.advwatres.2008.07.007. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170808001218 (Accessed December 3, 2011).

Naden, P. S., 1992: Spatial variability in flood estimation for large catchments : the exploitation of channel network structure. *Hydrol. Sci. J.*, **37**, 53–71.

Nash, J. E., and J. V Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**, 282–290, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470902556.

Neal, J. C., P. M. Atkinson, and C. W. Hutton, 2007: Flood inundation model updating using an ensemble Kalman filter and spatially distributed measurements. *J. Hydrol.*, **336**, 401–415, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.012. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169407000388.

Nelder, J. A., and R. Mead, 1965: A simplex method for function minimization. *Comput. J.*, **7**, 308–313.

O'Callaghan, J. F., and D. M. Mark, 1984: The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vision, Graph. Image Process.*, **28**, 323–344, doi:10.1016/S0734-189X(84)80011-0. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0734189X84800110.

Obled, C., J. Wendling, and K. Beven, 1994: The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *J. Hydrol.*, **159**, 305–333, doi:10.1016/0022-1694(94)90263-1. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022169494902631.

Ogden, F. L., and P. Julien, 1994: Runoff model sensitivity to radar rainfall resolution. *J. Hydrol.*, **158**, 1–18, doi:10.1016/0022-1694(94)90043-4. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022169494900434.

Olivera, F., and D. Maidment, 1999: Geographic Information Systems (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing. *Water Resour. Res.*, **35**, 1155–1164, doi:10.1029/1998WR900104. http://dx.doi.org/10.1029/1998WR900104.

Orlandini, S., and R. Rosso, 1998: Parameterization of stream channel geometry in the distributed modeling of catchment dynamics. *Water Resour. Res.*, **34**, 1971–1985, doi:10.1029/98WR00257. http://dx.doi.org/10.1029/98WR00257.

Oudin, L., 2004: Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.*, **40**, doi:10.1029/2004WR003291. http://www.agu.org/pubs/crossref/2004/2004WR003291.shtml (Accessed December 2, 2011).

Oudin, L., F. Hervieu, C. Michel, C. Perrin, V. Andréassian, F. Anctil, and C. Loumagne, 2005: Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. *J. Hydrol.*, **303**, 290–306, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.026. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169404004056 (Accessed August 9, 2011).

Oudin, L., V. Andréassian, C. Loumagne, and C. Michel, 2006a: How informative is land-cover for the regionalisation of the GR4J rainfall-runoff model? Lessons of a downward approach. *Large Sample Basin Experiments for Hydrological Model Parameterization: Results of the Model Parameter ExperimentMOPEX*, 246–255.

Oudin, L., C. Perrin, T. Mathevet, V. Andréassian, and C. Michel, 2006b: Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models. *J. Hydrol.*, **320**, 62–83, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.016. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.016 (Accessed September 11, 2011).

Oudin, L., V. Andréassian, C. Perrin, C. Michel, and N. Le Moine, 2008: Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resour. Res.*, **44**, W03413, doi:10.1029/2007WR006240. http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006240.

Oudin, L., A. Kay, V. Andréassian, and C. Perrin, 2010: Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar? *Water Resour. Res.*, **46**, 1–15, doi:10.1029/2009WR008887. http://www.agu.org/pubs/crossref/2010/2009WR008887.shtml (Accessed November 29, 2010).

Parajka, J., R. Merz, and G. Blöschl, 2005: A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **9**, 157–171, doi:10.5194/hess-9-157-2005. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/9/157/2005/.

Payan, J. L., 2007: Prise en compte de barrages-réservoirs dans un modèle global pluie-débit. AgroParisTech (Paris), .

Pechlivanidis, I. G., N. R. Mclntyre, and H. S. Wheater, 2010: Calibration of the semi-distributed PDM rainfall–runoff model in the Upper Lee catchment, UK. *J. Hydrol.*, **386**, 198–209, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.022. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410001484.

Pellarin, T., G. Delrieu, G. M. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal, and J. D. Creutin, 2002: Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions: Case Study for the Ardèche Catchment (France). *J. Hydrometeorol.*, **3**, 539, doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0539:HVOWRS>2.0.CO;2. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541(2002)003<0539:HVOWRS>2.0.CO;2.

Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian, 2003: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.*, **279**, 275–289, doi:10.1016/S0022-1694(03)00225-7. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403002257.

Pessoa, M. L., R. L. Bras, and E. R. WILLIAMS, 1993: Use of weather radar for flood forecasting in the Sieve River basin : a sensitivity analysis. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 462–475. http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=4746774 (Accessed October 31, 2011).

Pokhrel, P., and H. V Gupta, 2010: On the use of spatial regularization strategies to improve calibration of distributed watershed models. *Water Resour. Res.*, **46**, W01505, doi:10.1029/2009WR008066. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008066.

Pokhrel, P., and H. V Gupta, 2011: On the ability to infer spatial catchment variability using streamflow hydrographs. *Water Resour. Res.*, **47**, W08534, doi:10.1029/2010WR009873. http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010WR009873.shtml (Accessed December 12, 2011).

Pokhrel, P., H. V Gupta, and T. Wagener, 2008: A spatial regularization approach to parameter estimation for a distributed watershed model. *Water Resour. Res.*, **44**, W12419, doi:10.1029/2007WR006615. http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006615.

Ponce, V. M., and Simons D. B., 1977: Shallow wave propagation in open channel flow. *J. Hydraul. Div.*, **103**, 1461–1476, doi:http://ponce.tv/shallowwave1461.html.

Ponce, V. M., R. M. Li, and Simons D. B., 1978: 1978. Applicability of kinematic and diffusion models. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 104(HY3), 353-360. *J. Hydraul. Div.*, **104**, 353–360, doi:http://ponce.tv/applicability353.html.

Price, K., S. T. Purucker, S. R. Kraemer, J. E. Babendreier, and C. D. Knightes, 2013: Comparison of radar and gauge precipitation data in watershed models across varying spatial and temporal scales. *Hydrol. Process.*, n/a–n/a, doi:10.1002/hyp.9890. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9890.

Pushpalatha, R., 2013: Simulation et prévision des étiages sur des bassins versants français : approche fondée sur la modélisation hydrologique. AgroParisTech (Paris)., .

Rakovec, O., A. H. Weerts, P. Hazenberg, P. J. J. F. Torfs, and R. Uijlenhoet, 2012: State updating of a distributed hydrological model with Ensemble Kalman Filtering: effects of updating frequency and observation network density on forecast accuracy. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**, 3435–3449, doi:10.5194/hess-16-3435-2012. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/3435/2012/.

Ramos, M.-H., 2013: Flash floods in the French western and central Pyrenees (17-19 June 2013). *Hydrol. Ensemble Predict. Exp.*, 1–9, doi:http://hepex.irstea.fr/flash-floods-in-the-french-western-and-central-pyrenees-17-19-june-2013/. http://hepex.irstea.fr/.

Reed, S., V. Koren, M. B. Smith, Z. Zhang, F. MOREDA, D.-J. Seo, and a Dmipparticipants, 2004: Overall distributed model intercomparison project results. *J. Hydrol.*, **298**, 27–60, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.031. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169404002380 (Accessed August 29, 2011).

Refsgaard, J. C., 1997: Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *J. Hydrol.*, **198**, 69–97, doi:10.1016/S0022-1694(96)03329-X. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216949603329X.

Refsgaard, J. C., 2000: Towards a Formal Approach to Calibration and Validation of Models Using Spatial Data. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*, R.B. Grayson and G. Blöschl, Eds., Cambridge University Press, 329–367.

Refsgaard, J. C., and J. Knudsen, 1996: Operational Validation and Intercomparison of Different Types of Hydrological Models. *Water Resour. Res.*, **32**, 2189–2202, doi:10.1029/96WR00896. http://dx.doi.org/10.1029/96WR00896.

Reichle, R. H., 2008: Data assimilation methods in the Earth sciences. *Adv. Water Resour.*, **31**, 1411–1418, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.01.001. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170808000043.

Restrepo, P. J., 2010: Challenges in Water Resources Forecasting at the National Weather Service. *2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV, June 27 -July 1, 2010*, Las Vegas, NV, June 27 - July 1, 2010.

Robinson, M., 2006: Precipitation Measurement: Gauge Deployment. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons, Ltd http://dx.doi.org/10.1002/0470848944.hsa039.

Roche, M., 1964: Point de vue sur le problème de l'abattement des pluies. *IAHS-AISH Publ.*, **65**, 266–278.

Safari, A., F. De Smedt, and F. MOREDA, 2012: WetSpa model application in the Distributed Model Intercomparison Project (DMIP2). *J. Hydrol.*, **418-419**, 78–89, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.001. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409002091 (Accessed October 19, 2011).

Saint-Venant, B., 1871: Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'intoruction des marées dans leurs lits. *Compte rendu des séances l'Académie des Sci.*, **73**, 147–154, 237–250.

Samaniego, L., R. Kumar, and S. Attinger, 2010: Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. *Water Resour. Res.*, **46**, W05523, doi:10.1029/2008WR007327. http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007327.

Saulnier, G. M., and M. Le Lay, 2009: Sensitivity of flash-flood simulations on the volume , the intensity , and the localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France). *Water Resour.*, **45**, 1–9, doi:10.1029/2008WR006906.

Schaefli, B., and H. V Gupta, 2007: Do Nash values have value? *Hydrol. Process.*, **21**, 2075–2080, doi:10.1002/hyp.6825. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6825.

Segond, M.-L., H. S. Wheater, and C. Onof, 2007: The significance of spatial rainfall representation for flood runoff estimation: A numerical evaluation based on the Lee catchment, UK. *J. Hydrol.*, **347**, 116–131, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.09.040. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.040 (Accessed October 10, 2011).

Seibert, J., 1999: Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agric. For. Meteorol.*, **98–99**, 279–293, doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00105-7. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192399001057.

Seibert, J., 2001: On the need for benchmarks in hydrological modelling. *Hydrol. Process.*, **15**, 1063–1064, doi:10.1002/hyp.446. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.446.

Seliga, T. A., G. Aron, K. Aydin, and E. White, 1991: Storm runoff simulation using radar-estimated rainfall rates and a unit hydrograph model (Syn-Hyd) applied to the Greve watershed. *25th Int. Conf. on Radar Hydrology*, American Meteorological Society, 587–590.

Seo, D.-J., W. F. Krajewski, A. Azimi-Zonooz, and D. S. Bowles, 1990: Stochastic interpolation of rainfall data from rain gages and radar using Cokriging: 2. Results. *Water Resour. Res.*, **26**, 915–924, doi:10.1029/WR026i005p00915. http://dx.doi.org/10.1029/WR026i005p00915.

Seo, D.-J., J. . Breidenbach, and E. . Johnson, 1999: Real-time estimation of mean field bias in radar rainfall data. *J. Hydrol.*, **223**, 131–147, doi:10.1016/S0022-1694(99)00106-7. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169499001067.

Shah, S., P. Oconnell, and J. Hosking, 1996: Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *J. Hydrol.*, **175**, 89–111, doi:10.1016/S0022-1694(96)80007-2. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169496800072.

Sharif, H., S. Chintalapudi, A. Hassan, H. Xie, and J. Zeitler, 2011: Physically Based Hydrological Modeling of the 2002 Floods in San Antonio, Texas. *J. Hydrol. Eng.*, **18**, 228–236, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000475. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000475.

Singh, V. P., 1994: Accuracy of kinematic wave and diffusion wave approximations for space-independent flows with lateral inflow neglected in the momentum equation. *Hydrol. Process.*, **8**, 311–326, doi:10.1002/hyp.3360080404. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.3360080404.

Singh, V. P., 1997: Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. *Hydrol. Process.*, **11**, 1649–1669, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19971015)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1. http://doi.wiley.com/10.1002/(SICI)1099-1085(19971015)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1.

Singh, V. P., and P. K. Chowdhury, 1986: Comparing some methods of estimating mean areal rainfall. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, **22**, 275–282, doi:10.1111/j.1752-1688.1986.tb01884.x. http://www3.interscience.wiley.com/journal/119501472/abstract.

Singh, V. P., and D. A. Woolhiser, 2002: Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *J. Hydrol. Eng.*, **7**, 270–292, doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270). http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270).

Sivapalan, M., 2003: Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? *Hydrol. Process.*, **17**, 1037–1041, doi:10.1002/hyp.5109. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.5109.

Sivapalan, M., G. Blöschl, L. Zhang, and R. Vertessy, 2003: Downward approach to hydrological prediction. *Hydrol. Process.*, **17**, 2101–2111, doi:10.1002/hyp.1425. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1425.

Smith, M. B., V. Koren, Z. Zhang, S. Reed, J. Pan, and F. MOREDA, 2004: Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. *J. Hydrol.*, **298**, 267–286, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.039. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169404002483.

Smith, M. B. and Coauthors, 2012a: Results of the DMIP 2 Oklahoma experiments. *J. Hydrol.*, **418–419**, 17–48, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.056. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411006123.

Smith, M. B. and Coauthors, 2012b: The distributed model intercomparison project – Phase 2: Motivation and design of the Oklahoma experiments. *J. Hydrol.*, **418–419**, 3–16,

doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.055.
http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411006111.

Smith, M. B. and Coauthors, 2013: The Distributed Model Intercomparison Project - Phase 2: Experiment Design and Summary Results of the Western Basin Experiments. *J. Hydrol.*, **in press**, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.040.
http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413006276.

Storm, B., K. H. Jensen, and J. C. Refsgaard, 1989: Estimation of Catchment Rainfall Uncertainty and its Influence on Runoff Prediction. *Nord. Hydrol.*, **19**, 77–88.

Sugawara, M., 1993: On the weights of precipitation stations. *Advances in theoretical hydrology*, J.P. O'Kane, Ed., Elsevier, Amsterdam, 59–74.

Sun, X., R. Mein, T. Keenan, and J. Elliott, 2000: Flood estimation using radar and raingauge data. *J. Hydrol.*, **239**, 4–18, doi:10.1016/S0022-1694(00)00350-4.
http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169400003504.

Sutcliffe, J. V, 1966: The assessment of random errors in areal rainfall estimation. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Bull.*, **11**, 35–42, doi:10.1080/02626666609493477.
http://dx.doi.org/10.1080/02626666609493477 (Accessed December 5, 2011).

Tabary, P., 2007: The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I: Methodology. *Weather Forecast.*, **22**, 393–408, doi:10.1175/WAF1004.1. http://dx.doi.org/10.1175/WAF1004.1.

Tabary, P., J. Desplats, K. Do Khac, F. Eideliman, C. Gueguen, and J.-C. Heinrich, 2007: The New French Operational Radar Rainfall Product. Part II: Validation. *Weather Forecast.*, **22**, 409–427, doi:10.1175/WAF1005.1. http://dx.doi.org/10.1175/WAF1005.1.

Tabary, P., P. Dupuy, G. L'Henaff, C. Gueguen, L. Moulin, O. Laurantin, C. Merlier, and J.-M. Soubeyroux, 2012: A 10-year (1997-2006) reanalysis of Quantitative Precipitation Estimation over France: methodology and first results. *Weather radar and Hydrology*, IAHS publication, Ed., Vol. 351 of, Inst of hydrology, Wallingford OX10 8BB, England, International Association of Hydrological Sciences , Wallingford, 255–260.

Tangara, M., 2005: Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global. University of Pierre et Marie Curie, .

Tarolli, M., M. Borga, D. Zoccatelli, C. Bernhofer, N. Jatho, and F. Janabi, 2013: Rainfall Space-Time Organization and Orographic Control on Flash Flood Response: The Weisseritz Event of August 13, 2002. *J. Hydrol. Eng.*, **18**, 183–193, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000569.
http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000569.

Teague, A., J. Christian, and P. Bedient, 2013: Radar Rainfall Application in Distributed Hydrologic Modeling for Cypress Creek Watershed, Texas. *J. Hydrol. Eng.*, **18**, 219–227, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000567. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000567.

Thiessen, A. H., 1911: Precipitation averages for large areas. *Mon. Weather Rev.*, **39**, 1082–1089, doi:10.1175/1520-0493(1911)39<1082b:PAFLA>2.0.CO;2. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1911)39<1082b:PAFLA>2.0.CO;2 (Accessed December 5, 2011).

Tramblay, Y., C. Bouvier, P.-A. Ayral, and A. Marchandise, 2011: Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modelling efficiency and initial soil moisture conditions estimation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **11**, 157–170, doi:10.5194/nhess-11-157-2011. http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/157/2011/ (Accessed March 3, 2011).

Troutman, B. M., 1983: Runoff prediction errors and bias in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resour. Res.*, **19**, 791, doi:10.1029/WR019i003p00791. http://www.agu.org/pubs/crossref/1983/WR019i003p00791.shtml (Accessed December 12, 2011).

Tsai, T.-L., and J.-C. Yang, 2005: Kinematic wave modeling of overland flow using characteristics method with cubic-spline interpolation. *Adv. Water Resour.*, **28**, 661–670. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170805000357.

Uijlenhoet, R., and J. H. Pomeroy, 2001: Raindrop size distributions and radar reflectivity–rain rate relationships for radar hydrology. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **5**, 615–628, doi:10.5194/hess-5-615-2001. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/5/615/2001/.

Valéry, A., 2010: Modélisation précipitations – débit sous influence nivale Elaboration d ' un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. .

Vaze, J., D. a. Post, F. H. S. Chiew, J.-M. Perraud, J. Teng, and N. R. Viney, 2011: Conceptual rainfall-runoff model performance with different spatial rainfall inputs. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 1100–1112, doi:10.1175/2011JHM1340.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011JHM1340.1 (Accessed August 24, 2011).

Velasco-Forero, C., D. Sempere-Torres, E. F. Cassiraga, and J. Jaime Gómez-Hernández, 2009: A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Adv. Water Resour.*, **32**, 986–1002, doi:10.1016/j.advwatres.2008.10.004. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170808001760 (Accessed December 7, 2010).

Vidal, J.-P., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon, and J.-M. Soubeyroux, 2010: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.*, **30**, 1627–1644, doi:10.1002/joc.2003.

Vieux, B., Z. Cui, and A. Gaur, 2004: Evaluation of a physics-based distributed hydrologic model for flood forecasting. *J. Hydrol.*, **298**, 155–177, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.035. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404002434.

Viglione, A., G. B. Chirico, J. Komma, R. Woods, M. Borga, and G. Blöschl, 2010a: Quantifying space-time dynamics of flood event types. *J. Hydrol.*, **394**, 213–229,

doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.041.
http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410003264.

Viglione, A., G. B. Chirico, R. Woods, and G. Blöschl, 2010b: Generalised synthesis of space–time variability in flood response: An analytical framework. *J. Hydrol.*, **394**, 198–212, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.047.
http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941000332X.

Wetterhall, F., L. Magnusson, and I. Tsonevsky, 2013: Expect the unexpected: Flash floods in Northern Colorado September 2013. *Hydrol. Ensemble Predict. Exp.*, doi:http://hepex.irstea.fr/boulder-flooding-september-2013/. http://hepex.irstea.fr/.

Wilson, C. B., J. B. Valdes, and I. Rodriguez-Iturbe, 1979: On the influence of the spatial distribution of rainfall on storm runoff. *Water Resour. Res.*, **15**, 321, doi:10.1029/WR015i002p00321. http://www.agu.org/pubs/crossref/1979/WR015i002p00321.shtml (Accessed November 15, 2011).

Wilson, J. W., and E. A. Brandes, 1979: Radar Measurement of Rainfall — A Summary. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **60**, 1048–1058., doi:http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1979)060<1048:RMORS>2.0.CO;2.

Winchell, M., H. V Gupta, and S. Sorooshian, 1998: On the simulation of infiltration- and saturation-excess runoff using radar-based rainfall estimates: Effects of algorithm uncertainty and pixel aggregation. *Water Resour. Res.*, **34**, 2655–2670, doi:10.1029/98WR02009. http://dx.doi.org/10.1029/98WR02009.

Wood, E. F., M. Sivapalan, K. Beven, and L. Band, 1988: Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *J. Hydrol.*, **102**, 29–47. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216948890090X.

Wood, S., D. Jones, and R. J. Moore, 2000a: Accuracy of rainfall measurement for scales of hydrological interest. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **4**, 531–543. http://hal-sde.archives-ouvertes.fr/hal-00304684/ (Accessed January 10, 2011).

Wood, S., D. Jones, and R. J. Moore, 2000b: Static and dynamic calibration of radar data for hydrological use. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **4**, 545–554.

Wooding, R. A., 1965: A hydraulic model for the catchment-stream problem: I. Kinematic-wave theory. *J. Hydrol.*, **3**, 254–267. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169465900843.

Woods, R., and M. Sivapalan, 1999: A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resour. Res.*, **35**, 2469–2485, doi:10.1029/1999WR900014. http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900014.

Wrede, S., J. Seibert, and S. Uhlenbrook, 2013: Distributed conceptual modelling in a Swedish lowland catchment: a multi-criteria model assessment. *Hydrol. Res.*, **44**, 318–333, doi:10.2166/nh.2012.056.

Xie, X., and D. Zhang, 2010: Data assimilation for distributed hydrological catchment modeling via ensemble Kalman filter. *Adv. Water Resour.*, **33**, 678–690, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.03.012. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170810000618.

Yakir, H., and E. Morin, 2011: Hydrologic response of a semi-arid watershed to spatial and temporal characteristics of convective rain cells. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 393–404, doi:10.5194/hess-15-393-2011. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/393/2011/ (Accessed September 6, 2011).

Yilmaz, K. K., T. S. Hogue, K. Hsu, S. Sorooshian, H. V Gupta, and T. Wagener, 2005: Intercomparison of Rain Gauge, Radar, and Satellite-Based Precipitation Estimates with Emphasis on Hydrologic Forecasting. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 497–517, doi:10.1175/JHM431.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM431.1.

Zhang, Z., V. Koren, M. B. Smith, S. Reed, and D. Wang, 2004: Use of Next Generation Weather Radar Data and Basin Disaggregation to Improve Continuous Hydrograph Simulations. *J. Hydrol. Eng.*, **9**, 103–115.

Zhang, Z., V. Koren, S. Reed, M. B. Smith, Y. Zhang, F. MOREDA, and B. Cosgrove, 2012: SAC-SMA a priori parameter differences and their impact on distributed hydrologic model simulations. *J. Hydrol.*, **420-421**, 216–227, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.12.004. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169411008778 (Accessed January 23, 2012).

Zoccatelli, D., M. Borga, F. Zanon, B. Antonescu, and G. Stancalie, 2010: Which rainfall spatial information for flash flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania. *J. Hydrol.*, **394**, 148–161, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.019. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169410004440 (Accessed December 11, 2010).

Zoccatelli, D., M. Borga, A. Viglione, G. B. Chirico, and G. Blöschl, 2011: Spatial moments of catchment rainfall: rainfall spatial organisation, basin morphology, and flood response. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 3767–3783, doi:10.5194/hess-15-3767-2011. http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/3767/2011/.

Annexes

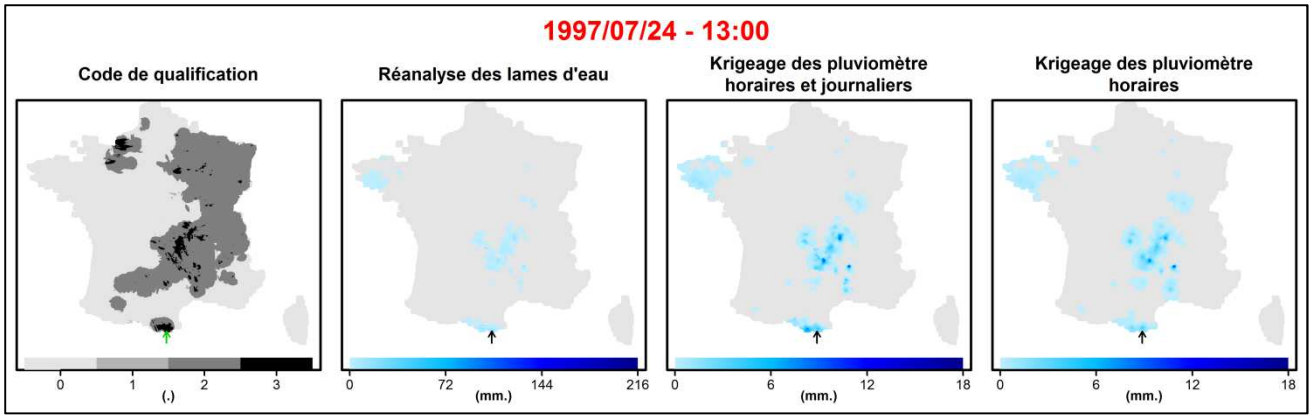
Annexe 1 : Analyse des valeurs extrêmes de la réanalyse

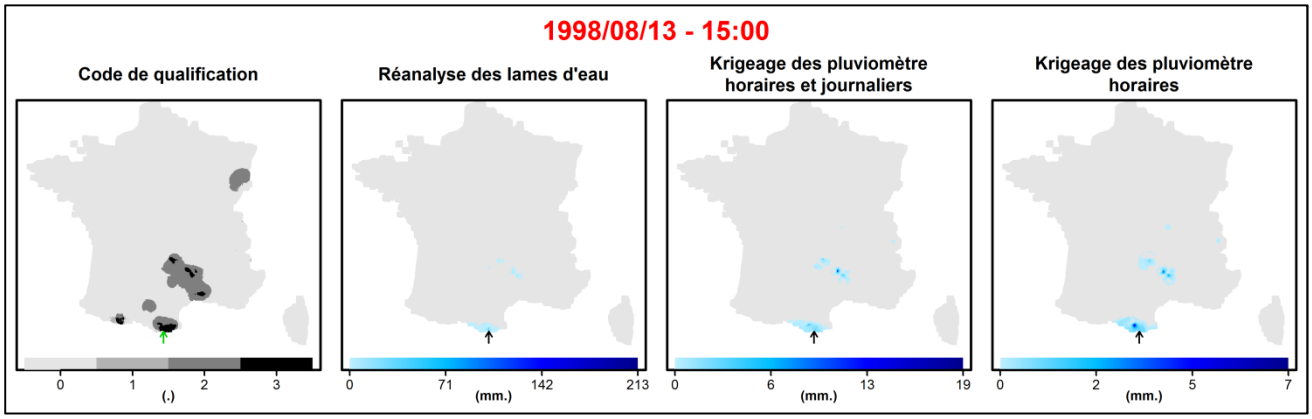
Nous avons mis en évidence des données de la réanalyse des lames d'eau qui dépassent les quantiles SHYREG de période de retour 1000 ans. Parmi ces valeurs, considérées comme peu réalistes, 32 affichent des cumuls horaires supérieurs à 200 mm.

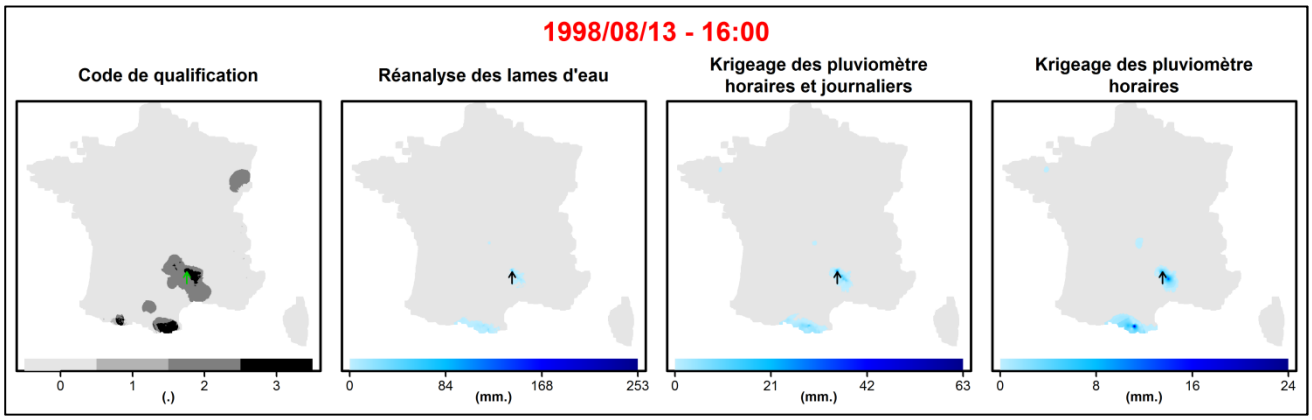
Ces 32 pas de temps de la réanalyse sont comparés avec les cumuls horaires issus du krigeage des pluviomètres. Les graphiques ci-dessous présentent les bases de données de précipitation spatialisées sur la France métropolitaine pour chacune de ces 32 heures dont la valeur extrême est pointée par une flèche accompagnées par:

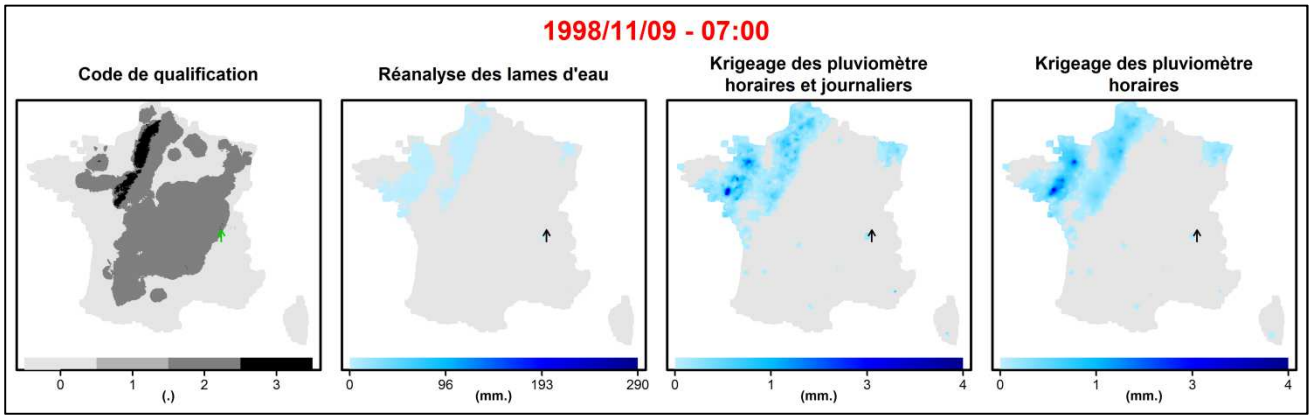
- le code de qualification des données de la réanalyse (0 : information pluviométrique seule sans aucune information radar, 1 : information radar disponible au pas de temps horaire seulement, 2 : information radar disponible au pas de temps quotidien seulement, 3 : information radar aux pas de temps horaires et quotidiens)
- les lames d'eau issues de la réanalyse des lames d'eau
- les lames d'eau issues du krigeage du réseau complet de pluviomètre (1400 stations horaires et 2500 stations journalières)
- les lames d'eau issues du krigeage du réseau des pluviomètres horaires (1400 stations horaires)

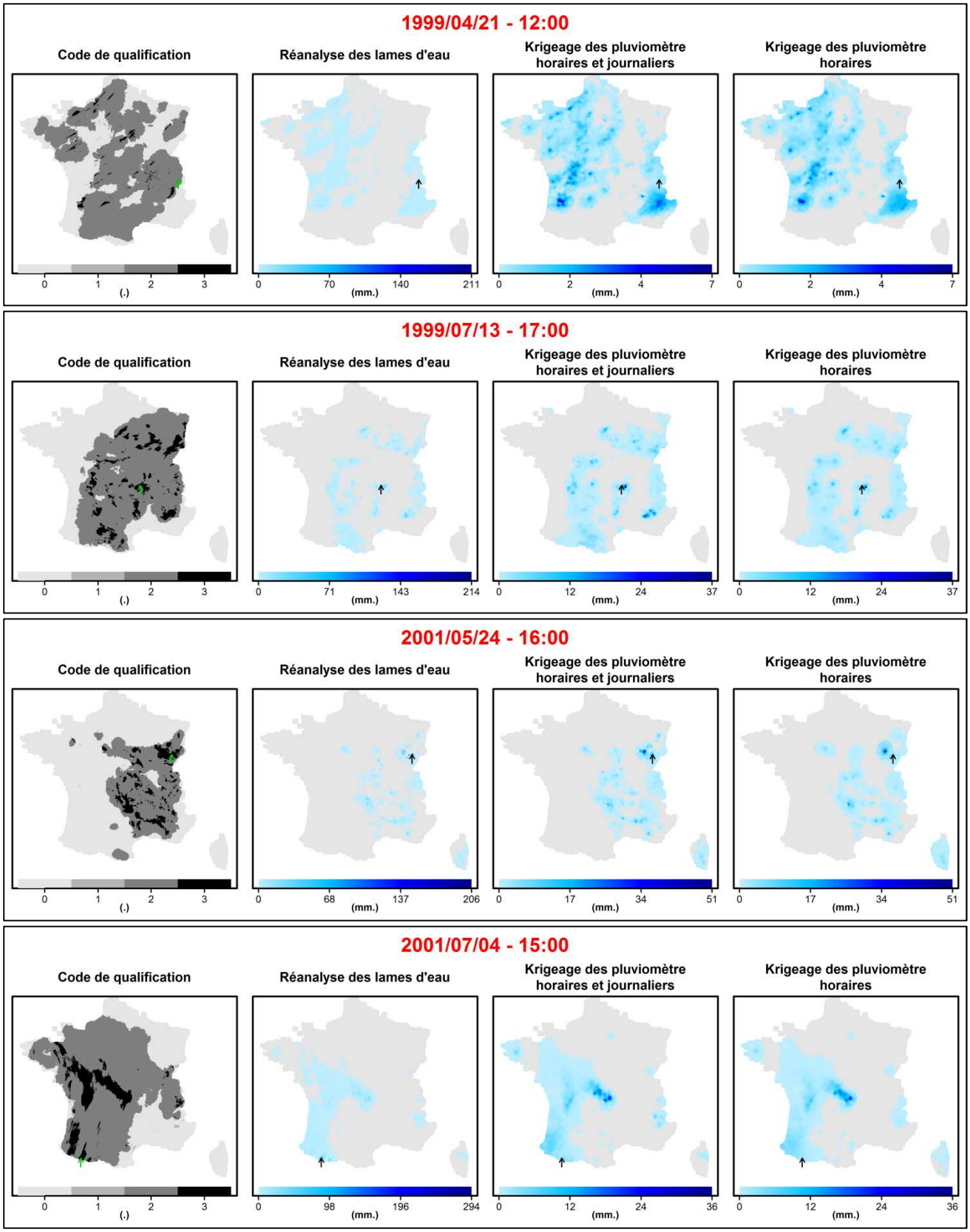
Les différences entre les pixels des cumuls horaires extrêmes de la réanalyse et ceux du krigeage des pluviomètres varient entre 82 et 100% (Figure 80). Il s'agit de pixels isolés qui sont localisés dans des zones montagneuses (Pyrénnées, Massif Central, Alpes, Vosges et Corse).

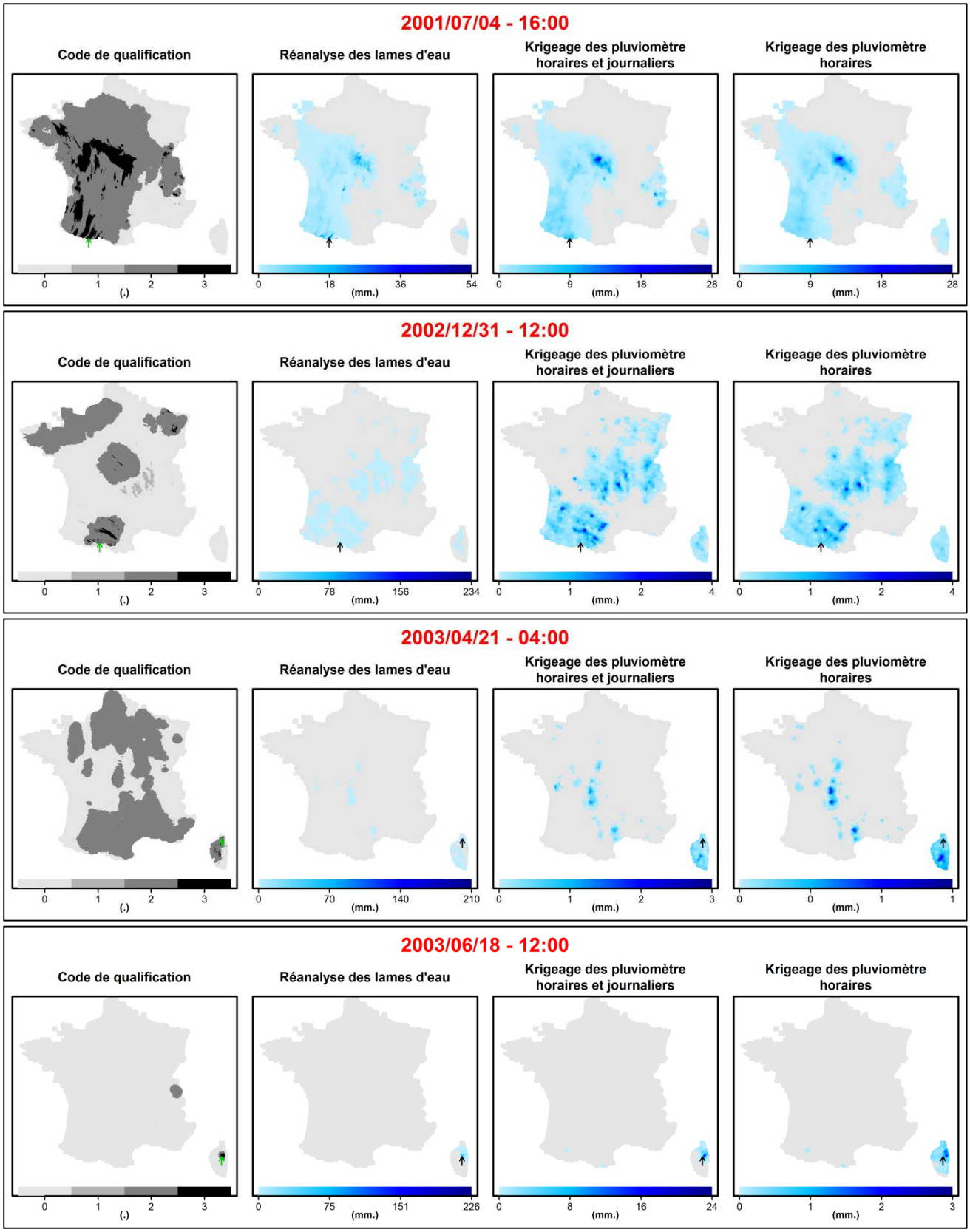

1997/07/24 - 13:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 72 144 216
(mm.)
0 6 12 18
(mm.)
0 6 12 18
(mm.)

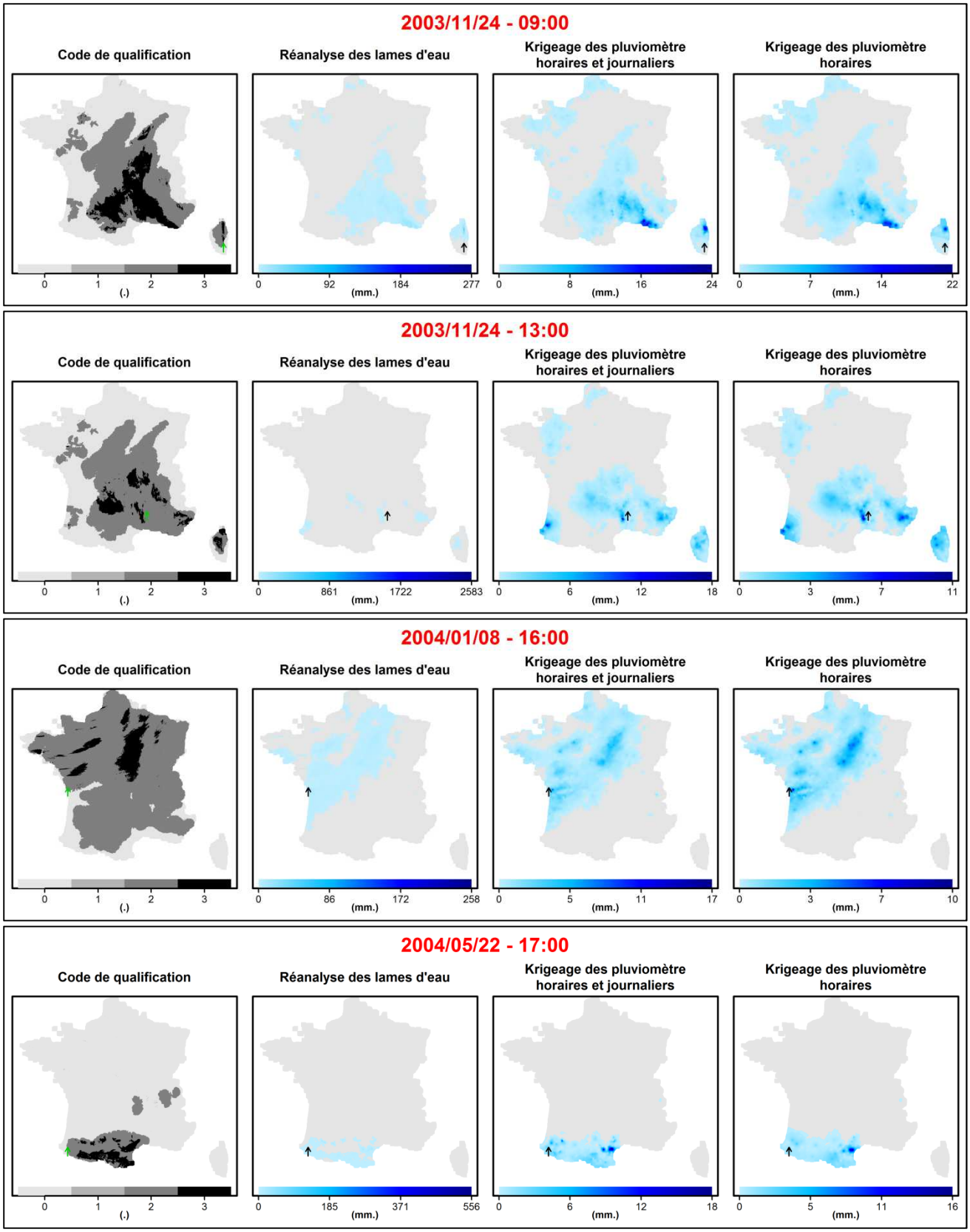

1998/08/13 - 15:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 71 142 213
(mm.)
0 6 13 19
(mm.)
0 2 5 7
(mm.)

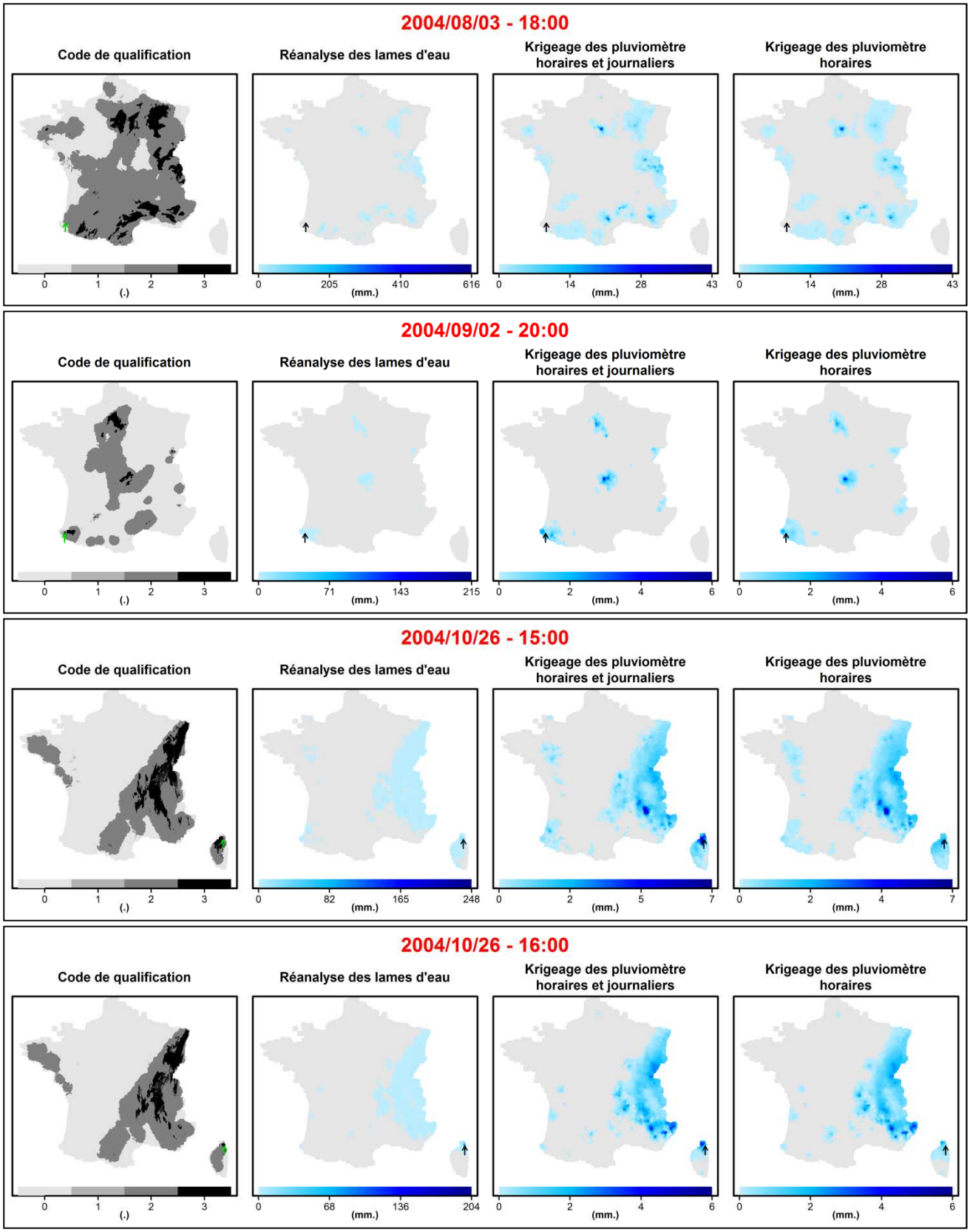

1998/08/13 - 16:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 84 168 253
(mm.)
0 21 42 63
(mm.)
0 8 16 24
(mm.)

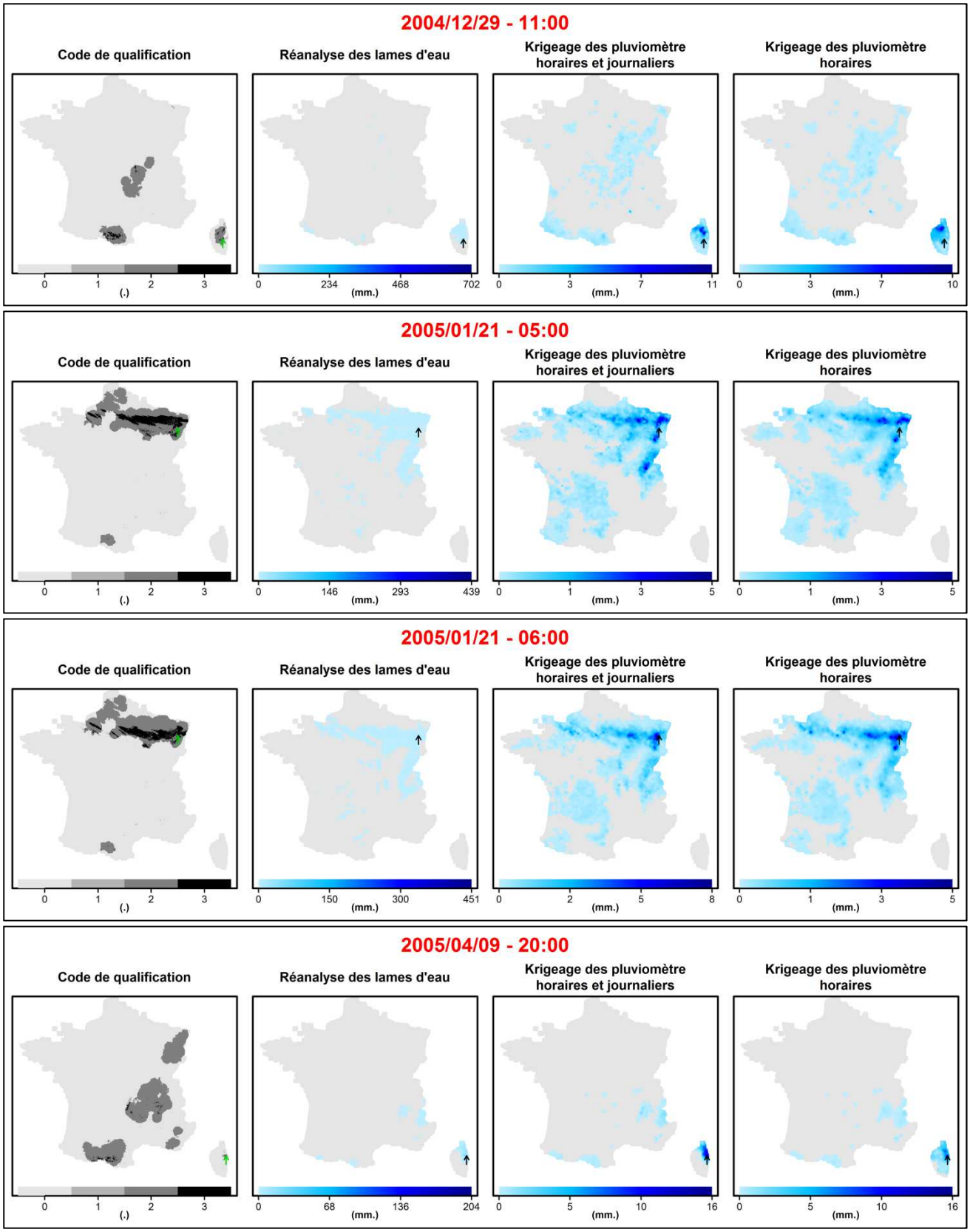

1998/11/09 - 07:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 96 193 290
(mm.)
0 1 3 4
(mm.)
0 1 3 4
(mm.)

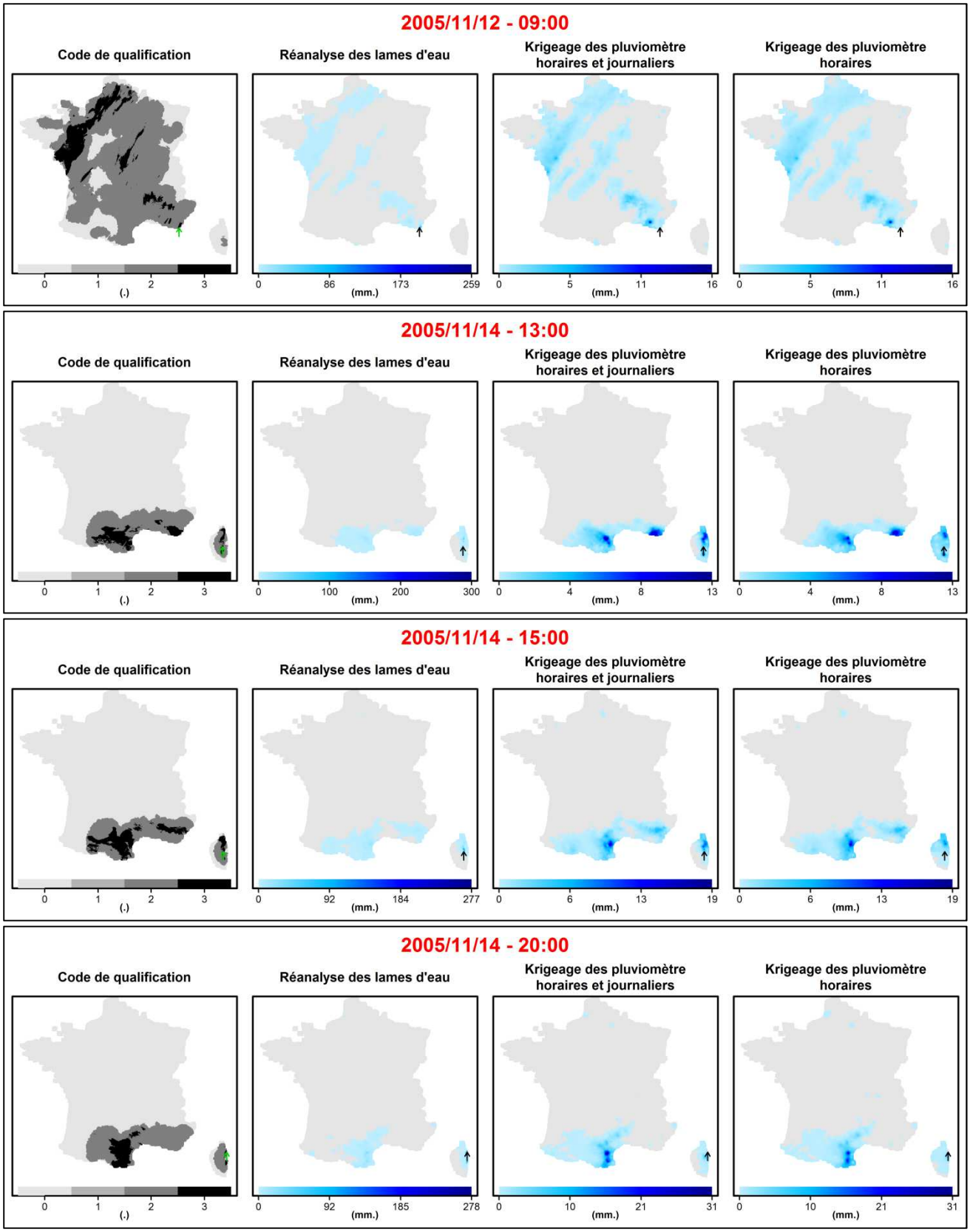

1999/04/21 - 12:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 70 140 211 (mm.)
0 2 4 7 (mm.)
0 2 4 7 (mm.)
1999/07/13 - 17:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 71 143 214 (mm.)
0 12 24 37 (mm.)
0 12 24 37 (mm.)
2001/05/24 - 16:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 68 137 206 (mm.)
0 17 34 51 (mm.)
0 17 34 51 (mm.)
2001/07/04 - 15:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 98 196 294 (mm.)
0 12 24 36 (mm.)
0 12 24 36 (mm.)


2001/07/04 - 16:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 18 36 54 (mm.)
0 9 18 28 (mm.)
0 9 18 28 (mm.)
2002/12/31 - 12:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 78 156 234 (mm.)
0 1 2 4 (mm.)
0 1 2 4 (mm.)
2003/04/21 - 04:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 70 140 210 (mm.)
0 1 2 3 (mm.)
0 0 1 1 (mm.)
2003/06/18 - 12:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 75 151 226 (mm.)
0 8 16 24 (mm.)
0 1 2 3 (mm.)


2003/11/24 - 09:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 92 184 277 (mm.)
0 8 16 24 (mm.)
0 7 14 22 (mm.)
2003/11/24 - 13:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 861 1722 2583 (mm.)
0 6 12 18 (mm.)
0 3 7 11 (mm.)
2004/01/08 - 16:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 86 172 258 (mm.)
0 5 11 17 (mm.)
0 3 7 10 (mm.)
2004/05/22 - 17:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 185 371 556 (mm.)
0 6 12 18 (mm.)
0 5 11 16 (mm.)


2004/08/03 - 18:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 205 410 616
(mm.)
0 14 28 43
(mm.)
0 14 28 43
(mm.)
2004/09/02 - 20:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 71 143 215
(mm.)
0 2 4 6
(mm.)
0 2 4 6
(mm.)
2004/10/26 - 15:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 82 165 248
(mm.)
0 2 5 7
(mm.)
0 2 4 7
(mm.)
2004/10/26 - 16:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3
(.)
0 68 136 204
(mm.)
0 2 4 6
(mm.)
0 2 4 6
(mm.)


2004/12/29 - 11:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 234 468 702 (mm.)
0 3 7 11 (mm.)
0 3 7 10 (mm.)
2005/01/21 - 05:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 146 293 439 (mm.)
0 1 3 5 (mm.)
0 1 3 5 (mm.)
2005/01/21 - 06:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 150 300 451 (mm.)
0 2 5 8 (mm.)
0 1 3 5 (mm.)
2005/04/09 - 20:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 68 136 204 (mm.)
0 5 10 16 (mm.)
0 5 10 16 (mm.)


2005/11/12 - 09:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 86 173 259 (mm.)
0 5 11 16 (mm.)
0 5 11 16 (mm.)
2005/11/14 - 13:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 100 200 300 (mm.)
0 4 8 13 (mm.)
0 4 8 13 (mm.)
2005/11/14 - 15:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 92 184 277 (mm.)
0 6 13 19 (mm.)
0 6 13 19 (mm.)
2005/11/14 - 20:00
Code de qualification
Réanalyse des lames d'eau
Krigeage des pluviomètre horaires et journaliers
Krigeage des pluviomètre horaires
0 1 2 3 (.)
0 92 185 278 (mm.)
0 10 21 31 (mm.)
0 10 21 31 (mm.)

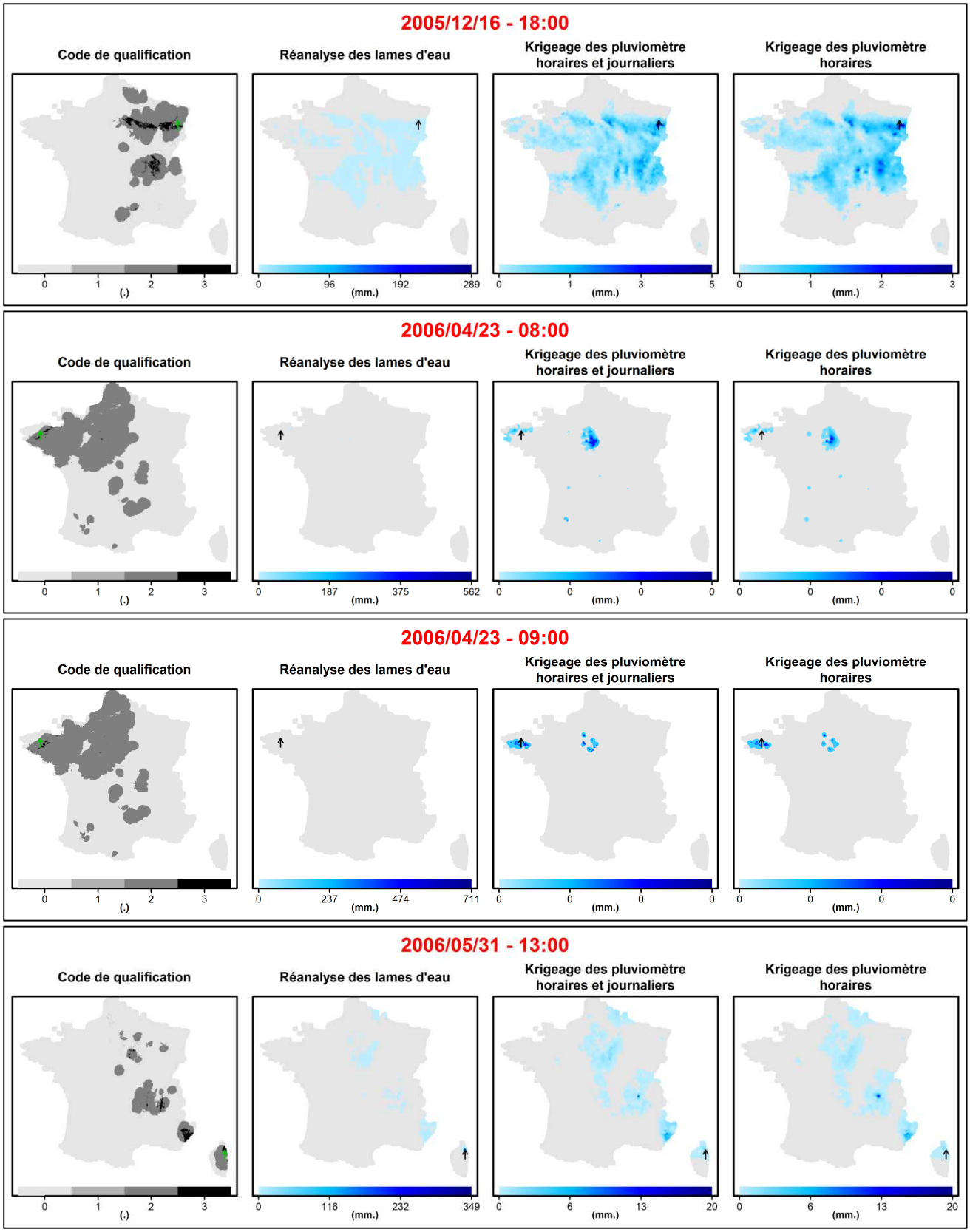


Figure 80 : Identification des 32 pas de temps de la réanalyse qui présentent des cumuls horaires de précipitation supérieurs à 200 mm sur au moins un pixel 1 x 1 km. La flèche pointe le pixel concerné.

Annexe 2: Liste des 181 bassins versants sélectionnés

N°	CODE	X (m)	Y (m)	Z (m)	S (km²)	NOM
1	A2732010	964813	2401049	267	224	*La Bruche à Russ [Wisches]*
2	A2842010	980113	2409549	169	167	*La Mossig à Soultz-les-Bains*
3	A2860110*	991113	2408749	144	676	*La Bruche à Holtzheim [2]*
4	A5431010	880213	2400749	225	948	*Le Madon à Pulligny*
5	A6221010	922513	2395949	251	964	*La Meurthe à Azerailles*
6	A6731220	909513	2395849	234	498	*La Mortagne à Gerbéviller*
7	A6761010*	898713	2403749	211	2294	*La Meurthe à Damelevières*
8	A7010610*	878313	2427949	184	6835	*La Moselle à Custines*
9	A7581020	911013	2428649	197	353	*La Seille à Moyenvic*
10	A7642010	906213	2432449	200	150	*La Petite Seille à Château-Salins*
11	A7881010*	881313	2462749	164	1274	*La Seille à Metz*
12	A8431010	872013	2479649	167	1241	*L'Orne à Rosselange*
13	A9091050	944313	2451549	210	881	*La Sarre à Keskastel*
14	A9221010*	948613	2464949	200	1760	*La Sarre à Sarreinsming*
15	E3511220	591413	2624949	43	162	*La Lys à Delettes*
16	E3518510	601613	2624249	25	79	*La Laquette à Witternesse*
17	E5300210	559713	2632049	26	103	*La Liane à Wirwignes*
18	E5400310	564013	2606049	6	917	*La Canche à Brimeux*
19	E6426010	591213	2535449	39	545	*La Selle à Plachy-Buyon*
20	H0203030	751213	2331149	180	648	*La Laignes aux Riceys*
21	H0321030	770013	2335749	195	574	*L'Ource à Autricourt*
22	H0400010*	751913	2348349	149	2340	*La Seine à Bar-sur-Seine*
23	H0503010	731713	2362249	109	249	*L'Hozain à Buchères [Courgerennes]*
24	H1201010	778313	2360449	167	1298	*L'Aube à Bar-sur-Aube*
25	H1713010	690513	2386849	72	155	*L'Ardusson à Saint-Aubin*
26	H2062010	687313	2268949	161	264	*Le Beuvron à Ouagne [Champmoreau]*
27	H2073110	680813	2270649	170	87	*Le Sauzay à Corvol-l'Orgueilleux*
28	H3613020	632513	2370049	52	247	*Le Lunain à Épisy*
29	H4022020*	600813	2385049	56	851	*L'Essonne à Guigneville-sur-Essonne [La Mothe]*
30	H4022030	606713	2362149	77	587	*L'Essonne à Boulancourt*
31	H4042010*	602713	2393349	47	1857	*L'Essonne à Ballancourt-sur-Essonne*
32	H4202020	583613	2394049	71	111	*L'Orge à Saint-Chéron [Saint-Évroult]*
33	H4223110	577613	2396849	80	152	*La Remarde à Saint-Cyr-sous-Dourdan*
34	H4252010*	600313	2407649	38	934	*L'Orge à Morsang-sur-Orge*
35	H4322030	641513	2405649	75	426	*L'Yerres à Courtomer [Paradis]*
36	H4333410	620113	2414549	73	57	*Le Réveillon à Férolles-Attilly [La Jonchère]*
37	H5033310	813513	2335249	328	83	*La Suize à Villiers-sur-Suize*
38	H5083050	791613	2393949	155	462	*La Blaise à Louvemont [Pont-Varin]*
39	H5122340	816513	2418049	206	673	*L'Ornain à Tronville-en-Barrois*
40	H5172010*	768513	2418849	95	2109	*La Saulx à Vitry-en-Perthois*
41	H5173110	773713	2419149	102	131	*Le Bruxenelle à Brusson*
42	H5702010	679613	2421649	125	350	*Le Grand Morin à Meilleray*
43	H5732010*	649713	2424549	62	769	*Le Grand Morin à Pommeuse*
44	H6402030	730313	2469049	83	608	*La Vesle à Puisieulx*

Tableau 11 : Liste des 181 bassins versants sélectionnés. Les coordonnées (X, Y, Z) sont celles de la station hydrométrique identifiée par son code hydrologique (CODE) en Lambert 2 étendu. La surface du bassin versant (S) en amont de chaque station hydrométrique a été calculée à partir du MNT 100x100 m. (*) Bassin avec point(s) intérieur(s) jaugé(s).

N°	CODE	X (m)	Y (m)	Z (m)	S (km²)	NOM
45	H7602010	609113	2476649	32	459	*La Brêche à Nogent-sur-Oise*
46	H7702010	573213	2501049	85	200	*Le Thérain à Bonnières*
47	H7742010*	582813	2491649	61	755	*Le Thérain à Beauvais*
48	H8012010	555913	2497449	87	247	*L'Epte à Gournay-en-Bray*
49	H8042010*	549513	2458249	24	1386	*L'Epte à Fourges*
50	H8043310	552813	2461649	40	99	*L'Aubette de Magny à Ambleville*
51	H8212010	530813	2494649	53	377	*L'Andelle à Vascoeuil*
52	H9021010	522613	2383849	155	315	*L'Eure à Saint-Luperce*
53	H9113001	545013	2402149	103	229	*La Drouette à Saint-Martin-de-Nigelles*
54	H9121010*	534113	2411749	83	2028	*L'Eure à Charpont*
55	H9402030	513313	2454249	47	1029	*L'Iton à Normanville*
56	I0102010	463813	2429449	207	66	*La Charentonne à Bocquencé*
57	I0113010	464313	2440149	166	82	*Le Guiel à Montreuil-l'Argillé*
58	I2021010	422913	2436049	53	283	*La Dives à Beaumais*
59	I2213610	424713	2473449	6	57	*L'Ancre à Cricqueville-en-Auge*
60	J2614020	144713	2414549	17	96	*Le Queffleuth à Plourin-lès-Morlaix [Les Trois Chênes]*
61	J3024010	127513	2421249	33	45	*Le Guillec à Trézilidé*
62	J3811810	139313	2369949	35	1225	*L'Aulne à Châteauneuf-du-Faou [Pont Pol ty Glass]*
63	J4211910	122913	2353549	14	203	*L'Odet à Ergué-Gabéric [Tréodet]*
64	J4224010	126413	2351349	22	108	*Le Jet à Ergué-Gabéric*
65	J4313010	116913	2356349	20	181	*Le Steir à Guengat [Ty Planche]*
66	J4734010	160813	2355349	80	118	*L'Inam au Faouët [Pont Priant]*
67	J4742010*	166313	2338749	23	576	*L'Éllé à Arzano [Pont Ty Nadan]*
68	J4803010	152013	2349249	100	102	*L'Isole à Scaër [Stang Boudilin]*
69	J4813010*	160313	2336049	10	227	*L'Isole à Quimperlé [Place des Anciennes Fonderies]*
70	J7024010	342113	2351249	83	30	*La Valière à Erbrée [Pont D 110]*
71	J7633010	303313	2325349	24	406	*Le Semnon à Bain-de-Bretagne [Rochereuil]*
72	J7963010	290013	2299649	8	599	*Le Don à Guémené-Penfao [Juzet]*
73	J8632410	269913	2323749	14	343	*L'Aff à Quelneuc [La rivière]*
74	K0114020	734513	1993249	928	50	*La Gazeille à la Besseyre-Saint-Mary*
75	K0214010	729613	2002749	668	107	*La Gagne à Saint-Germain-Laprade [Les Pandreaux]*
76	K0454010	747513	2025549	596	217	*La Dunières à Sainte-Sigolène [Vaubarlet]*
77	K0614010	750113	2059849	372	175	*Le Furan à Andrézieux-Bouthéon*
78	K0643110	740213	2056049	431	95	*La Mare à Saint-Marcellin-en-Forez [Vérines]*
79	K0753210	729413	2084149	388	372	*Le Lignon du Forez à Boën*
80	K0773220*	742313	2082849	333	662	*Le Lignon de Chalmazel à Poncins [2]*
81	K0813020	729413	2093749	378	197	*L'Aix à Saint-Germain-Laval*
82	K2010820	724113	1958149	997	50	*L'Allier à Laveyrune [Rogleton 2]*
83	K2070810*	720513	1971649	901	323	*L'Allier à Langogne*
84	K2173020	708813	1980649	836	386	*Le Chapeauroux à Saint-Bonnet-de-Montauroux*
85	K2223030	701713	1991549	841	160	*L'Ance du Sud à Saint-Préjet-d'Allier*
86	K2254010	695813	1997449	920	114	*La Seuge à Saugues*
87	K2514010	652713	2015049	768	156	*L'Allanche à Joursac [Pont du Vernet]*
88	K2523010*	654313	2017849	710	322	*L'Alagnon à Joursac [Le Vialard]*
89	K2593010*	672813	2043049	433	994	*L'Alagnon à Lempdes*
90	K2674010	660013	2065549	478	159	*La Couze Chambon à Montaigut-le-Blanc [Champeix]*

Tableau 11 (suite) : Liste des 181 bassins versants sélectionnés. (*) Bassin avec point(s) intérieur(s) jaugé(s).

N°	CODE	X (m)	Y (m)	Z (m)	S (km²)	NOM
91	K2821910	710413	2043449	597	105	*La Dore à Dore-l'Église*
92	K2871910*	699213	2077349	412	795	*La Dore à Saint-Gervais-sous-Meymont*
93	K2884010	697913	2078749	403	73	*La Faye à Olliergues [Giroux-Faye]*
94	K2981910*	688513	2099649	280	1522	*La Dore à Dorat*
95	K3222010	639813	2092649	666	360	*La Sioule à Pontgibaud*
96	K4013010	645513	2210949	184	135	*L'Aubois à Grossouvre [Trézy]*
97	K4443010	549513	2307049	79	165	*L'Ardoux à Lailly-en-Val*
98	K6373020	597713	2271849	151	332	*La Petite Sauldre à Ménétréol-sur-Sauldre*
99	K6402510*	577113	2269349	102	1240	*La Sauldre à Salbris*
100	K6492510*	539413	2254449	73	2297	*La Sauldre à Selles-sur-Cher*
101	K7312610	508013	2224849	82	1707	*L'Indre à Saint-Cyran-du-Jambot*
102	K7414010	516913	2237949	99	109	*La Tourmente à Villeloin-Coulangé [Coulangé]*
103	L0563010	514713	2084649	218	605	*La Briance à Condat-sur-Vienne [Chambon Veyrinas]*
104	L4411710	550213	2154149	218	853	*La Petite Creuse à Fresselines [Puy Rageaud]*
105	L4653010	545713	2185349	124	438	*La Bouzanne à Velles [Forges]*
106	M0050620	425213	2379049	124	909	*La Sarthe à Saint-Céneri-le-Gérei [Moulin du Désert]*
107	M0114910	415913	2372949	114	118	*Le Merdereau à Saint-Paul-le-Gaultier [Chiantin]*
108	M0361510	487013	2369949	102	833	*L'Huisne à Nogent-le-Rotrou [Pont de bois]*
109	M1041610	531613	2350649	118	1080	*Le Loir à Saint-Maur-sur-le-Loir*
110	M3020910	400013	2391249	129	329	*La Mayenne à Madré*
111	M3060910*	383813	2387049	102	832	*La Mayenne à Ambrières-les-Vallées [Cigné]*
112	M3103010	379013	2403149	131	201	*La Varenne à Domfront*
113	M3133010*	377513	2392949	115	513	*La Varenne à Saint-Fraimbault [Moulin Crinais]*
114	M3711810	356213	2331349	58	133	*L'Oudon à Cossé-le-Vivien*
115	M3771810*	355513	2313349	31	732	*L'Oudon à Châtelais [Marcillé]*
116	M3774010	351113	2314649	43	77	*Le Chéran à la Boissière*
117	M5214020	376413	2260149	27	153	*L'Hyrome à Saint-Lambert-du-Lattay [Chauveau]*
118	M6333020	312313	2280749	6	463	*L'Erdre à Nort-sur-Erdre [Moulin de Vault]*
119	M8144020	299713	2216849	29	41	*La Logne à Legé [Le Paradis]*
120	O0295310	484213	1797449	300	121	*La Noue à Laffite-Toupière*
121	O2215010	536213	1841749	147	109	*La Saune à Quint-Fonsegrives*
122	O3084320	701113	1924649	556	126	*La Mimente à Florac*
123	O5754020	546713	1891649	125	310	*La Vère à Bruniquel [La Gauterie]*
124	O5854010	531513	1903249	92	385	*La Lère à Réalville*
125	O5964020	509313	1904549	80	403	*Le Lemboulas à Lafrançaise [Lunel]*
126	O7001510	705613	1946049	914	94	*Le Lot à Bagnols-les-Bains*
127	O7021530*	691713	1947049	713	286	*Le Lot à Mende [aval]*
128	O7101510*	668613	1938349	525	1158	*Le Lot à Banassac [La Mothe]*
129	O8133520	547713	1946749	142	1246	*Le Célé à Orniac [Les Amis du Célé]*
130	O8255010	512113	1946149	103	119	*Le Vert à Labastide-du-Vert [Les Campagnes]*
131	O8584010	464413	1939849	50	411	*La Lède à Casseneuil*
132	O9685310	377213	1980149	11	50	*La Pimpine à Cénac*
133	O9785310	361413	1999749	25	30	*La Jalle de Ludon au Pian-Médoc*
134	P2484010	507713	1977249	77	573	*Le Céou à Saint-Cybranet*
135	P3234010	527713	2034449	153	104	*La Loyre à Voutezac [Pont de l'Aumonerie]*
136	P3274010*	529413	2024549	105	254	*La Loyre à Saint-Viance [Pont de Burg]*

Tableau 11 (suite) : Liste des 181 bassins versants sélectionnés. (*) Bassin avec point(s) intérieur(s) jaugé(s).

N°	CODE	X (m)	Y (m)	Z (m)	S (km²)	NOM
137	P3322510	570813	2052149	617	54	*La Corrèze à Saint-Yrieix-le-Déjalat [Pont de Lanour]*
138	P3502510*	556313	2030649	224	354	*La Corrèze à Tulle [Pont des soldats]*
139	P3674010	555113	2027949	206	212	*La Montane à Laguenne [Pont de la Pierre]*
140	P5715010	400813	1972449	40	30	*L'Engranne à Baigneaux*
141	P6081510	491313	2042749	137	448	*L'Isle à Corgnac-sur-l'Isle*
142	P6161510*	490213	2032249	113	806	*L'Isle à Mayac*
143	P6222510	523613	2049449	291	113	*L'Auvézère à Lubersac*
144	P6342510*	505113	2033749	141	589	*L'Auvézère à Cherveix-Cubas*
145	P6382510*	485413	2022649	99	884	*L'Auvézère au Change [Aubarède]*
146	P7001510*	479613	2023649	91	1859	*L'Isle à Bassilac [Charrieras]*
147	P7041510*	471413	2021849	85	2111	*L'Isle à Périgueux*
148	P7261510*	405913	2005349	7	3757	*L'Isle à Abzac*
149	P8284010	437313	2034949	51	624	*La Lizonne à Saint-Séverin [Le Marchais]*
150	P8312520*	428413	2028849	37	1912	*La Dronne à Bonnes*
151	P8462510*	405413	2007649	6	2791	*La Dronne à Coutras*
152	R1132510	471813	2082049	217	139	*La Tardoire à Maisonnais-sur-Tardoire*
153	S2134010	358913	1935049	47	413	*La Petite Leyre à Belhade*
154	S2224610	353813	1939249	41	113	*Le Grand Arriou à Moustey [Biganon]*
155	S2242510*	345013	1954849	14	1678	*L'Eyre à Salles*
156	S3214010	321213	1920949	14	149	*Le Canteloup à Saint-Paul-en-Born [Talucat]*
157	V4034020	804813	1988749	128	195	*La Véore à Beaumont-lès-Valence [Laye]*
158	V4414010	812713	1961849	276	192	*Le Roubion à Soyans*
159	V5004030	753513	1965249	325	99	*L'Ardèche à Meyras [Pont Barutel]*
160	V5014010*	764813	1951249	148	625	*L'Ardèche à Vogüé*
161	V6035010	830113	1916849	338	157	*Le Toulourenc à Malaucène [Veaux]*
162	V7104010	718913	1910649	275	31	*Le Gardon de Saint-Martin à Saint-Étienne-Vallée-Française*
163	V7105210	719613	1912849	311	31	*Le Gardon de Saint-Germain à Saint-Germain-de-Calberte*
164	V7115010	710613	1910949	369	48	*Le Gardon de Sainte-Croix à Gabriac [Pont Ravagers]*
165	V7124010*	730813	1898949	148	244	*Le Gardon de Mialet à Générargues [Roucan]*
166	V7135010	730313	1898349	147	262	*Le Gardon de Saint-Jean à Corbès [Roc Courbe]*
167	V7216510	789813	1865649	4	258	*Le Vigueirat à Tarascon [Saint-Gabriel]*
168	Y0115410	653513	1724849	101	16	*La Massane à Argelès-sur-Mer [Mas d'en Tourens]*
169	Y0325010	632613	1732849	160	32	*La Canterrane à Terrats [Moulin d'en Canterrane]*
170	Y0624020	613213	1755449	246	218	*L'Agly à Saint-Paul-de-Fenouillet [Clue de la Fou]*
171	Y1225010	605113	1784149	346	66	*Le Lauquet à Greffeil*
172	Y1325010	580013	1808249	128	142	*Le Treboul à Villepinte*
173	Y1345010	585113	1809249	139	58	*Le Lampy à Raissac-sur-Lampy*
174	Y1415020	607713	1803349	94	242	*L'Orbiel à Bouilhonnac [Villedubert]*
175	Y2015010	706113	1889649	198	155	*L'Arre au Vigan [La Terrisse]*
176	Y2035010*	708713	1883049	156	306	*La Vis à Saint-Laurent-le-Minier*
177	Y2102010*	712413	1880349	139	916	*L'Hérault à Laroque*
178	Y2142010*	696613	1850349	39	1430	*L'Hérault à Gignac*
179	Y3315080	734213	1846649	4	53	*Le Salaison à Mauguio*
180	Y4214010	829313	1851549	96	205	*La Touloubre à la Barben [La Savonnière]*
181	Y4225610	832813	1827249	7	72	*La Cadière à Marignane [stade Saint-Pierre]*

Tableau 11 (suite) : Liste des 181 bassins versants sélectionnés. (*) Bassin avec point(s) intérieur(s) jaugé(s).

Annexe 3 : Comparaison entre la réanalyse et Safran à travers la modélisation GR5J

Nous souhaitons évaluer la qualité des données de précipitation de la réanalyse pour la simulation des débits par rapport à la base de données Safran. Pour cela, une modélisation pluie-débit globale GR5J, au pas de temps journalier, est appliquée sur 989 bassins avec :

(i) les données de précipitations issues de la réanalyse ;

(ii) les données de précipitations issues de la base de données Safran.

Les simulations sont effectuées au pas de temps journalier pour permettre la comparaison avec les données Safran (base de données journalière) : les données horaires de la réanalyse ont été cumulées entre 6h00 (du jour J) et 6h00 (du jour J+1). Les modèles pluie-débit sont calés sur chaque sous-période de 5 ans (1997-2001 et 2002-2006) et les simulations de débits sont ensuite évaluées en validation par rapport au débit observé à l'exutoire des bassins versants (Figure 81).

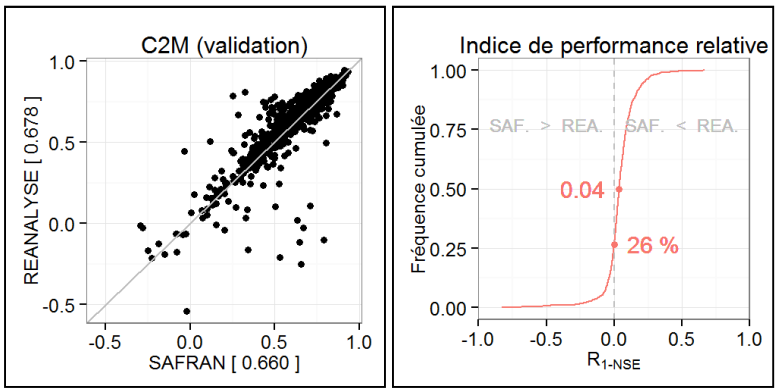


Figure 81 : Comparaison des performances du modèle pluie-débit GR5J obtenues en validation sur 989 bassins versants entre un forçage issu des données de la réanalyse et des données de la base Safran.

Les performances des modélisations globales GR5J sont meilleures lorsque les modèles sont forcés par les données issues de la réanalyse que par les données Safran : en moyenne sur 989 bassins, le critère C_{2M} vaut respectivement 0.678 et 0.660 (Figure 81). Bien que les performances du modèle soient meilleures avec les données de précipitation Safran sur certains bassins, les débits simulés sont de meilleure qualité pour 74% des bassins (Figure 81).

Ces résultats, obtenus sur un large échantillon de bassins, montrent que la réanalyse est une base de données précise et fiable pour la simulation des débits. La meilleure qualité des données de la réanalyse par rapport à la base de données Safran peut être due à une meilleure densité du réseau de mesure pluviométrique et/ou l'utilisation des images radar.

Annexe 4 : Relations empiriques entre paramètres du modèle et descripteurs des bassins versants

Nous recherchons d'éventuelles relations entre les paramètres du modèle pluie-débit GR5H et les descripteurs morphologiques et hydro-climatiques des bassins versants. Pour cela, nous avons appliqué une modélisation pluie-débit globale GR5H sur 989 bassins versants, au pas de temps horaire. Les précipitations de bassin sont calculées à partir des données horaires de précipitation spatialisées (1x1 km) de la réanalyse (1997-2006) qui ont été spatialement moyennées sur les bassins.

Les relations entre paramètres et descripteurs des bassins sont établies par la méthodologie suivante :

(i) Les jeux de paramètres sont tout d'abord calés pour chaque bassin sur la totalité des données disponibles (10 ans).

(ii) Nous associons à chaque bassin ses voisins les plus proches au sens géographique. Le bassin voisin est défini selon une distance pondérée qui associe distance entre exutoires et distances entre centroïdes (pondérées par les facteurs 0.2 et 0.8 respectivement).

(iii) Parmi tous les couples de bassins (le bassin considéré et son bassin voisin), nous ne retenons que les bassins dont les paramètres sont compris entre les quantiles 0.05 et 0.95 des 989 paramètres optimisés. Cette étape permet de filtrer les valeurs des paramètres extrêmes (et/ou aberrantes) qui résultent généralement d'une déficience du modèle pluie-débit sur ce bassin : ceci peut être dû à une structure de modèle inadaptée à la simulation des débits sur le bassin modélisé, ou à des données d'observation erronées qui sont utilisées pour la simulation (données de précipitation) ou l'optimisation (données de débit).

(iv) Sur l'échantillon des couples de bassins retenus, pour chaque descripteur du bassin, nous recherchons si la relation suivante, fixée *a priori*, est corrélée aux paramètres du modèle :

$$\frac{X}{X^*} = \left(\frac{\Phi}{\Phi^*}\right)^{\alpha} \qquad \textbf{Eq. 32}$$

avec X et X^* les paramètres du bassin considéré et de son voisin, Φ et Φ^* le descripteur (i.e. la caractéristique morphologique ou hydro-climatique) du bassin considéré et de son voisin, et α l'exposant de la relation à déterminer. Les descripteurs des bassins testés ont été présentés au chapitre 3. L'exposant α de la relation est calculé pour chaque paramètre du modèle de manière à minimiser l'erreur RMSE (Root Mean Square Error) entre le paramètre du modèle optimisé et celui calculé à partir des descripteurs du bassin.

(v) L'exposant α est re-calculé pour trois groupes de bassins classés selon les performances du modèle hydrologique pluie-débit obtenues en calage : les bassins pour lesquels le critère

NSE est supérieur à 0.0, 0.5 et 0.8 respectivement. De cette manière, nous évaluons la robustesse de cette relation en fonction de la stabilité des valeurs de l'exposant α obtenues pour les trois différents groupes de bassins.

La cohérence d'une telle relation (entre paramètre du modèle et descripteur du bassin) est jugée acceptable si l'exposant de la relation converge vers une même valeur de référence pour les trois groupes de bassins, et en fonction des erreurs commises par rapport au paramètre optimisé (en termes de RMSE et du coefficient de corrélation de Pearson R^2). La Figure 82 et la Figure 86 présentent les résultats obtenus pour chaque paramètre et chaque descripteur des bassins :

- Les relations entre le paramètre X_1 (capacité du réservoir de production) du modèle GR5H et les descripteurs morphologiques des bassins versants ne donnent pas de résultats satisfaisants (Figure 82). Il en est de même pour les relations faisant intervenir les descripteurs hydro-climatiques, sauf pour le BFI (Figure 82) : il existe une corrélation (R^2=0.47) et la relation est stable pour les trois groupes de bassin (lorsque l'exposant α converge vers la valeur 0.97).
- Le paramètre X_3 (capacité du réservoir de routage) du modèle GR5H semble lié à la pente moyenne du bassin, au BFI ou à l'autocorrélation des débits (Figure 84). Cependant, les corrélations de ces relations sont faibles et/ou l'exposant de la relation α n'est pas stable entre les groupes de bassin.
- Il existe une forte corrélation ($R^2 > 0.5$) entre le paramètre X_4 (temps de base de l'hydrogramme unitaire) et la surface du bassin (α=0.3), la longueur hydraulique moyenne (α=0.5) et l'indice topographique moyen ($3.6 < \alpha < 4.1$) (Figure 85). Notons que le paramètre X_4 est un indicateur du temps de réponse du bassin versant, la surface et la longueur hydraulique représentent la taille du bassin et l'indice topographique est lié à la surface du bassin.
- Les relations entre les paramètres X_2 (amplitudes des échanges) et X_5 (seuil dans le réservoir de routage) du modèle GR5H avec les descripteurs morphologiques ou hydro-climatiques des bassins versants ne donnent pas de résultats satisfaisants (Figure 83 et Figure 86) : les corrélations sont mauvaises et l'exposant de la relation (α) est très variable entre les groupes de bassins.

Nous rappelons que les caractéristiques hydrologiques (telles que le BFI) ne peuvent pas être utilisées en tant que descripteur de bassin pour les applications sur des cas non-jaugés, parce qu'elles nécessitent des données de débit ou précipitation qui ne sont pas disponibles dans ces cas-là. Néanmoins, puisque nous disposons de ces données sur l'ensemble des bassins versants, ces relations ont été établies puisqu'elles peuvent s'avérer utiles pour la spatialisation des paramètres dans

le cas des modèles semi-distribués. Le Tableau 12 résume les relations empiriques obtenues pour chaque paramètre.

Paramètre GR5H	**Descripteur du bassin**	**Relation empirique**		
X1 (mm)	Indice d'écoulement de base (*BFI*)	$\frac{X_1}{X_1^*} = \left(\frac{BFI}{BFI^*}\right)^{0.97}$	R^2 = 0.46	RMSE= 148
X2 (.)	-	-	-	-
X3 (mm)	Pente moyenne (β)	$\frac{X_3}{X_3^*} = \left(\frac{\beta}{\beta^*}\right)^{1.13}$	R^2 = 0.26	RMSE= 310
	Indice d'écoulement de base (*BFI*)	$\frac{X_3}{X_3^*} = \left(\frac{BFI}{BFI^*}\right)^{2.17}$	R^2 = 0.49	RMSE= 269
	Autocorrélation des débits (ρ)	$\frac{X_3}{X_3^*} = \left(\frac{\rho}{\rho^*}\right)^{2.43}$	R^2 = 0.50	RMSE= 254
X4 (h.)	Surface du bassin (S_{bv})	$\frac{X_4}{X_4^*} = \left(\frac{S_{bv}}{S_{bv}^*}\right)^{0.32}$	R^2 = 0.62	RMSE= 232
	Longueur hydraulique (L_{hy})	$\frac{X_4}{X_4^*} = \left(\frac{L_{hy}}{L_{hy}^*}\right)^{0.56}$	R^2 = 0.66	RMSE= 215
X5 (.)	-	-	-	-

Tableau 12 : Relations empiriques entre les paramètres du modèle GR5H et les descripteurs des bassins. Les valeurs présentées de l'exposant de la relation, du coefficient de corrélation de Pearson (R^2) et de l'erreur RMSE sont les moyennes des valeurs obtenues pour les trois différents groupes de bassins.

De manière générale, il est difficile de trouver des relations fiables entre les paramètres du modèle GR5H et les descripteurs des bassins. Ceci peut être dû à un mauvais choix de la relation qui a été arbitrairement fixée (Hundecha and Bárdossy 2004), ou au fait que les jeu de paramètres optimisés souffrent d'être dissociés : c'est le jeu de paramètres qui est important et il pourrait être préférable de le considérer comme une seule entité, à conserver pour satisfaire la structure conceptuelle du modèle pluie-débit (Sivapalan et al. 2003).

Néanmoins, nous considérons que la relation entre le paramètre X_4 et la taille du bassin versant est très satisfaisante et acceptable. Effectivement, c'est la relation qui montre la meilleure corrélation ($R^2 > 0.6$) en cohérence avec la « réalité » hydrologique du comportement des bassins versants. En effet, le temps de réponse dépend majoritairement de la taille des bassins (plus un bassin est rand, plus son temps de réponse est long). De plus, des relations empiriques très similaires ont été mises en évidence dans la littérature par différents auteurs :

- Berne et al. (2004)

$$\Delta t = 0.75\ (S_{bv})^{0.3} \quad \textbf{Eq. 33}$$

- Dooge (1974), Moreda et al. (2006), Koren et al. (2008)

$$\begin{cases} t_c = 5\left(\dfrac{L_{hy}}{\sqrt{\tan\beta}}\right)^{0.5} & \textbf{Eq. 34} \\ t_h = 0.95\left(\dfrac{S_{bv}}{L_{hy}}\right)^{2/3} & \textbf{Eq. 35} \end{cases}$$

avec Δt la résolution temporelle minimale d'échantillonnage nécessaire pour reproduire la dynamique du bassin versant, t_h le temps de réponse des versants, t_c le temps de concentration des cours d'eau, S_{bv} la surface du bassin versant, L_{hy} la longueur hydraulique du bassin et $\tan\beta$ la pente du cours d'eau. Notons qu'en supposant une première approximation de la longueur hydraulique à partir de la surface du bassin ($L_{hy} = S_{bv}^{1/2}$), le temps de réponse des versants t_h est proportionnel à la surface des bassins élevée à la puissance 1/3 (soit 0.33 environ).

Par ailleurs, bien qu'une corrélation assez satisfaisante (R^2=0.47) ait été obtenue entre le paramètre X_1 et le BFI, nous ne sommes pas convaincu de la validité d'une telle relation. En effet, nous avons montré que le modèle pluie-débit GR5H n'est pas performant pour simuler les débits à l'exutoire des bassins dont le débit de base est élevé (Figure 23). Or, notre expérience du modèle nous a permis de constater que la difficulté du modèle GR5H à reproduire les débits de base est généralement compensée par des capacités du réservoir de production (paramètre X_1) qui convergent vers des valeurs très importantes (voire aberrantes) lors du processus d'optimisation : de cette manière, le modèle simule une percolation très importante pour reproduire les débits de base observés. Par conséquent, nous pensons que cette relation est un artefact induit par l'incapacité du modèle GR5H à simuler correctement les bassins de nappe. C'est pourquoi nous préférons ne pas retenir cette relation empirique dans le cadre de nos travaux.

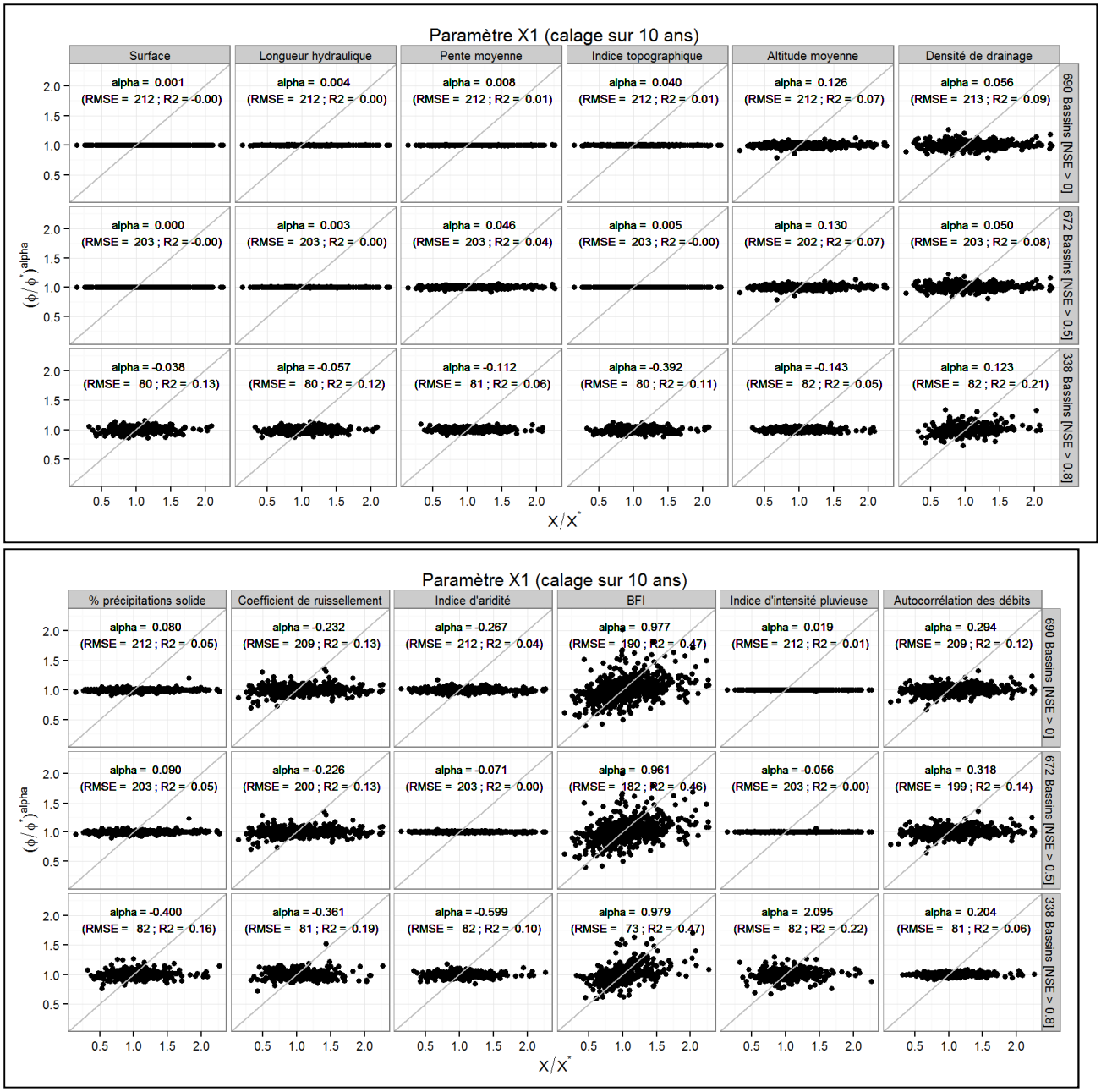


Figure 82 : Résultats des reconstitutions des paramètres X_1 du modèle pluie-débit GR5H à partir des descripteurs de bassins morphologiques (haut) et hydro-climatiques (bas). Les relations sont définies indépendamment pour chaque descripteur et pour trois groupes de bassin classés selon les performances du modèle obtenues en calage (690, 672 et 338 bassins ont respectivement un critère de NSE supérieur à 0.0, 0.5 et 0.8).

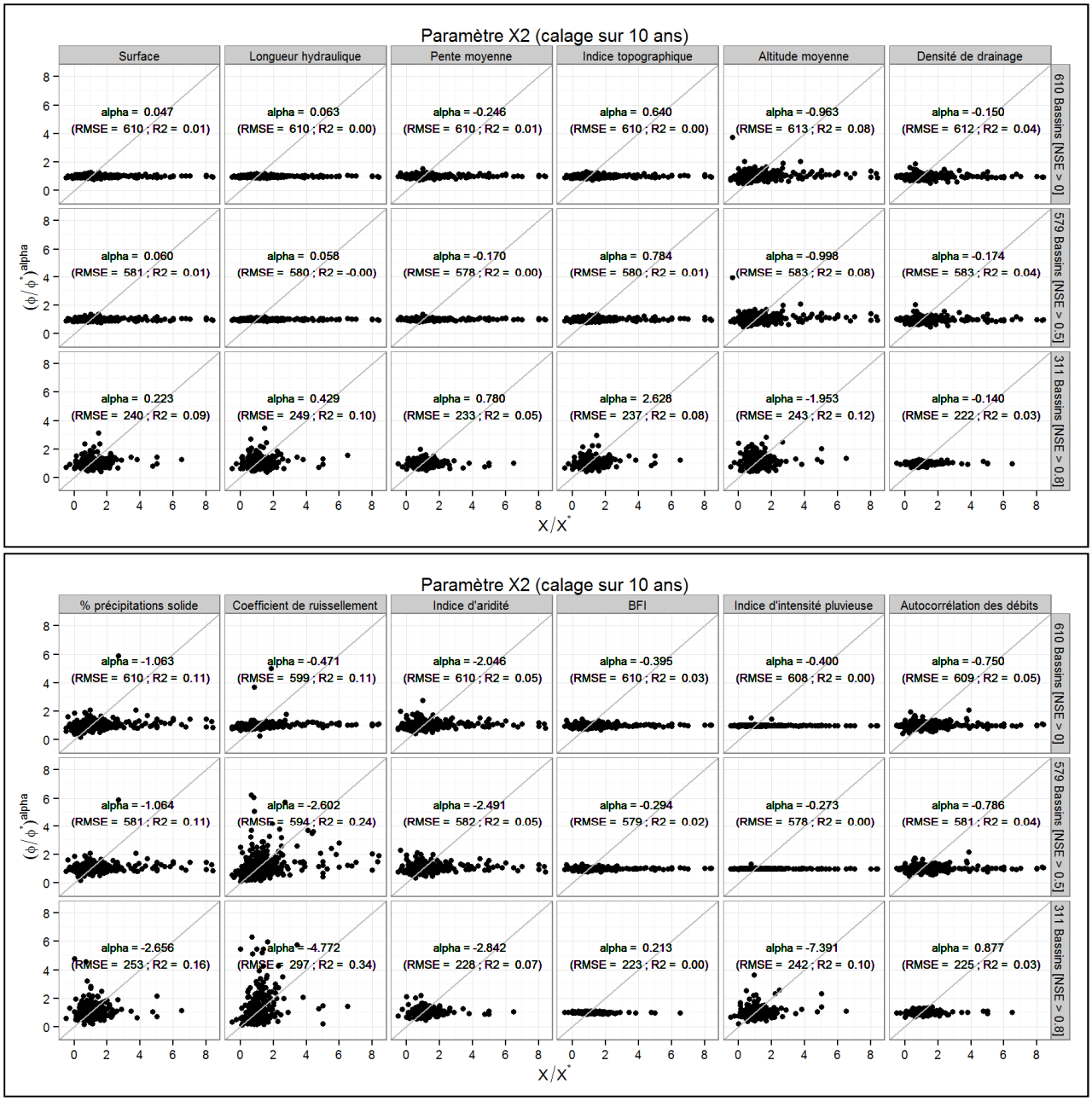


Figure 83 : Résultats des reconstitutions des paramètres X_2 du modèle pluie-débit GR5H à partir des descripteurs de bassins morphologiques (haut) et hydro-climatiques (bas). Les relations sont définies indépendamment pour chaque descripteur et pour trois groupes de bassin classés selon les performances du modèle obtenues en calage (610, 579 et 311 bassins ont respectivement un critère de NSE supérieur à 0.0, 0.5 et 0.8).

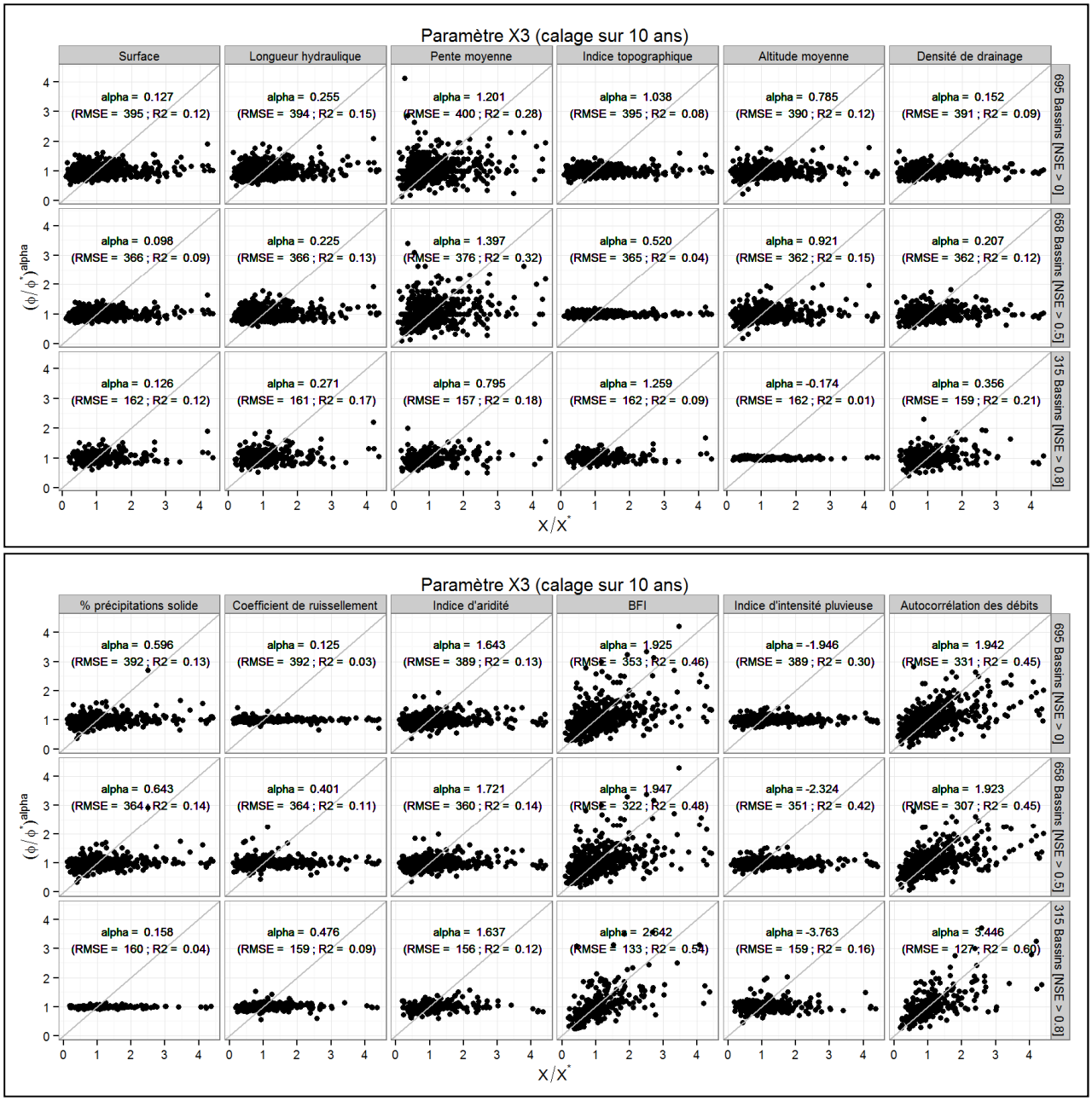


Figure 84 : Résultats des reconstitutions des <u>paramètres X_3</u> du modèle pluie-débit GR5H à partir des descripteurs de bassins morphologiques (haut) et hydro-climatiques (bas). Les relations sont définies indépendamment pour chaque descripteur et pour trois groupes de bassin classés selon les performances du modèle obtenues en calage (695, 658 et 315 bassins ont respectivement un critère de NSE supérieur à 0.0, 0.5 et 0.8).

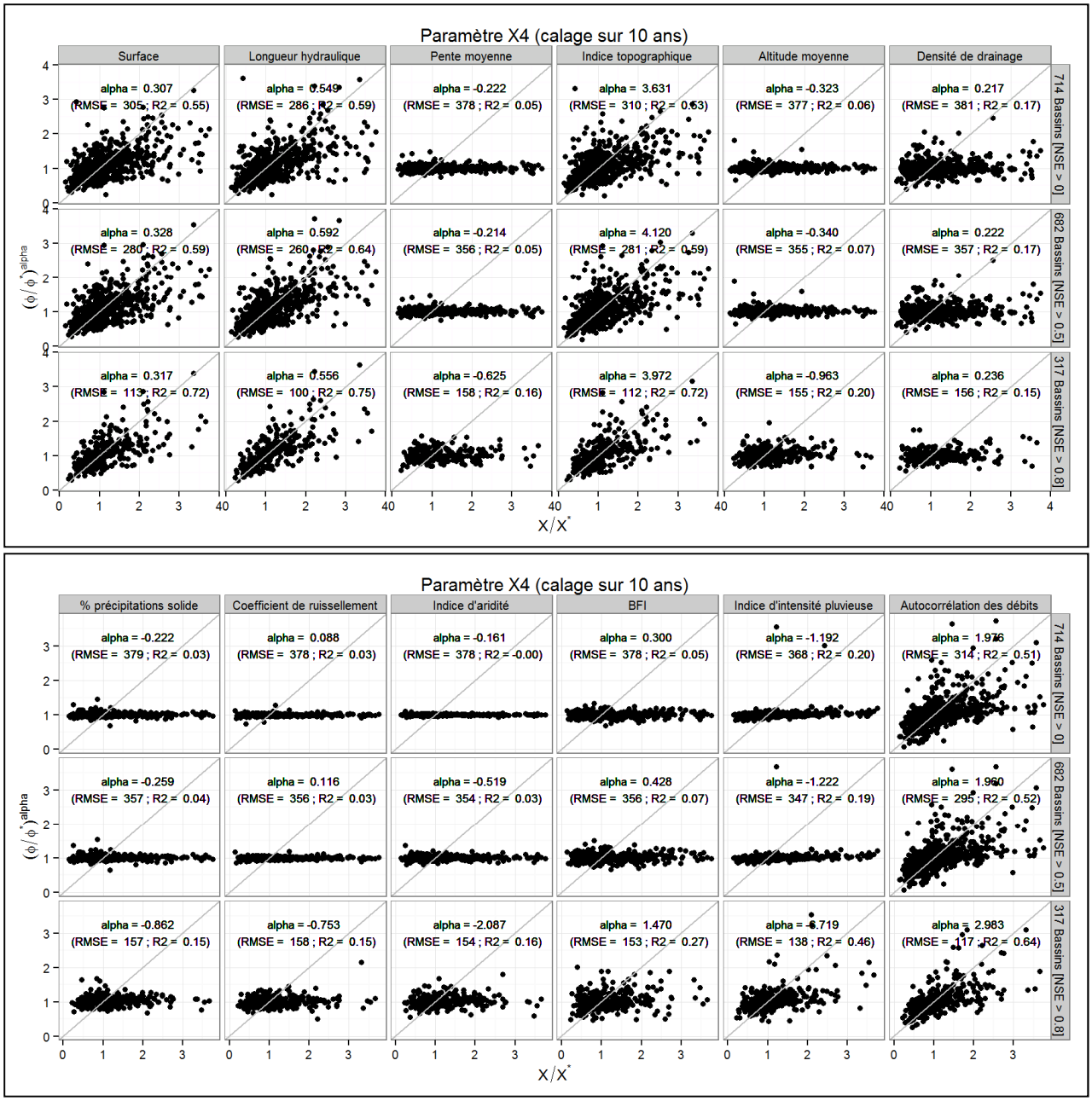


Figure 85 : Résultats des reconstitutions des paramètres X_4 du modèle pluie-débit GR5H à partir des descripteurs de bassins morphologiques (haut) et hydro-climatiques (bas). Les relations sont définies indépendamment pour chaque descripteur et pour trois groupes de bassin classés selon les performances du modèle obtenues en calage (714, 682 et 317 bassins ont respectivement un critère de NSE supérieur à 0.0, 0.5 et 0.8).

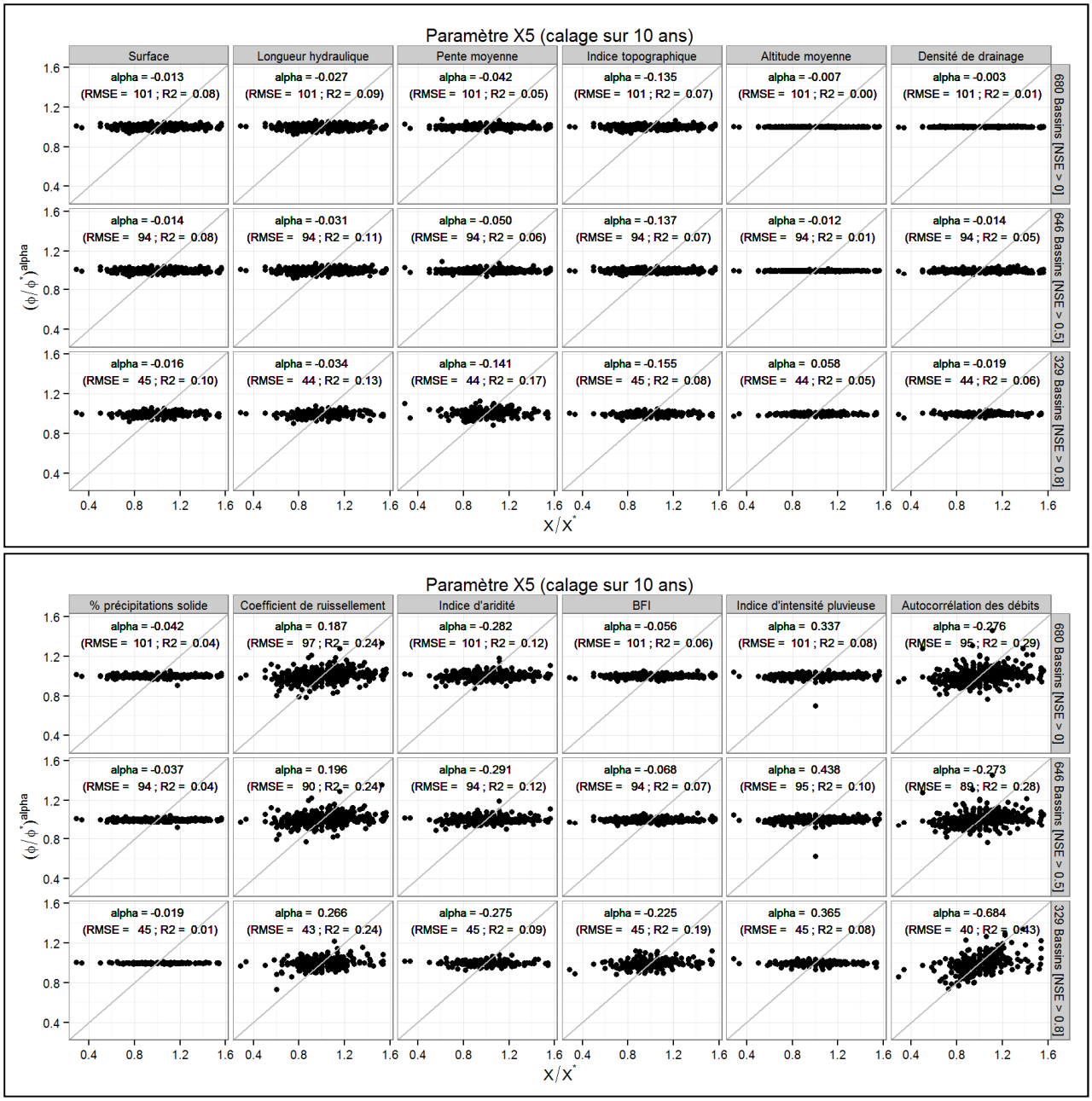


Figure 86 : Résultats des reconstitutions des paramètres X_5 du modèle pluie-débit GR5H à partir des descripteurs de bassins morphologiques (haut) et hydro-climatiques (bas). Les relations sont définies indépendamment pour chaque descripteur et pour trois groupes de bassin classés selon les performances du modèle obtenues en calage (680, 646 et 329 bassins ont respectivement un critère de NSE supérieur à 0.0, 0.5 et 0.8).

Annexe 5 : Les schémas de routage dans la modélisation hydrologique distribuée

Une des caractéristiques qui distingue les modèles distribués des modèles globaux est la complexité du schéma de routage qui est plus sophistiqué dans la modélisation distribuée (Ajami et al. 2004). Le routage joue en rôle essentiel dans la spatialisation d'un modèle hydrologique puisqu'il fait le lien entre les processus distribués sur le bassin versant. En général, la modélisation distribuée distingue le routage sur les versants (transformation pluie-débit) du routage dans les cours d'eau (modèle de propagation débit-débit) tandis qu'un modèle global calcule un transfert intégré sur le bassin.

Le système d'équations de Saint-Venant est à la base de nombreux schémas de routage. Il est considéré comme un modèle théorique complet des écoulements à surface libre, mais son utilisation pratique est complexe pour des questions de mise en œuvre numérique et de disponibilité des données nécessaires à son paramétrage. De nombreuses études ont montré que, d'un point de vue hydrologique, un modèle hydrodynamique simplifié est aussi performant qu'une résolution numérique complète des équations de Saint-Venant (Moussa 1996; Bentura and Michel 1997; Moramarco and Singh 2000; Butts et al. 2004; Munier et al. 2008; Lerat 2009; Litrico et al. 2010). De ce fait, il existe de nombreux modèles simplifiés du système de Saint-Venant qui sont largement utilisés dans la modélisation hydrologique distribuée.

Par ailleurs, Ponce and Simons (1977) et Moussa and Bocquillon (1996a) ont déterminé des nombres adimensionnels permettant de définir les domaines de validité des modèles hydrodynamiques simplifiés. Cependant, leur utilisation est difficile puisqu'ils sont calculés dans des configurations précises et peu représentatives des applications réelles. De plus, même si les débordements en lit majeur (Moussa and Bocquillon 2000) ou les apports latéraux (Morris and Woolhiser 1980) sont pris en compte, ces nombres adimensionnels restent difficilement applicables sur des cours d'eau réels (Lerat 2009).

Le routage des eaux de surface sur les bassins versants est assuré par des modèles physiques issus de la mécanique des fluides et de l'hydraulique, appelés modèles hydrodynamiques, ou des modèles issus de la dynamique des systèmes et du principe de continuité, plus communément appelés modèles conceptuels. Nous présentons brièvement ci-dessous les fondements théoriques des principaux schémas de routage mis en œuvre dans les modèles hydrologiques distribués.

Les modèles hydrodynamiques

Le modèle hydrodynamique complet : les équations de Saint-Venant

Formulation mathématique

Les équations de Saint-Venant (1871) décrivent mathématiquement les écoulements à surface libre par un système d'équations différentielles. Ces équations sont à la base de nombreux schémas de routage pour la simulation des écoulements des bassins-versants (écoulement en rivière, canaux, ruissellement de surface...).

En considérant un fluide incompressible et en supposant un écoulement monodimensionnel avec une pente du fond faible et une pression hydrostatique, les équations de Saint-Venant prennent la forme suivante :

Equation de continuité :

$$\frac{\mathrm{dS}}{dt} + \frac{dQ}{dx} = q \qquad \textbf{Eq. 36}$$

Equation de la quantité de mouvement :

$$\frac{dU}{dt} + U\frac{dU}{dx} + g\,\frac{dh}{dx} = g(I - J) \qquad \textbf{Eq. 37}$$

avec *h* la hauteur d'eau (m), *I* la pente (m/m), *J* la perte de charge (m/m), *q* les apports (ou pertes) latéraux par unité de longueur (m²/s), *Q* le débit (m3/s), S la section mouillée (m²), *t* le temps (s), *U* la vitesse moyenne de l'écoulement sur la section (m/s) et *x* l'abscisse (m).

Résolution du système d'équation

Ce système d'équations ne possédant pas de solution analytique, il doit être résolu numériquement (Cunge et al. 1980). Le modèle hydrodynamique de Saint-Venant constitue un modèle complexe qui est considéré comme parfait si les paramètres peuvent être correctement estimés à partir des données de terrain (bathymétrie, Strickler, coefficients de perte de charge…).

Cependant, de telles données ne sont pas toujours disponibles et sont souvent trop incertaines pour une identification précise des paramètres, ce qui peut entrainer des problèmes d'identification et de sur-paramétrage dans les modèles hydrologiques distribués (Beven and Binley 1992; Beven 1993, 1996). De plus, certains auteurs ont rencontré des problèmes avec les solutions numériques et les schémas de routage dynamiques utilisés pour résoudre le système d'équation de Saint-Venant (Downer et al., 2002; Meselhe and Holly Jr, 1997).

Simplification du système d'équation

Le système d'équation de Saint-Venant est souvent simplifié afin d'utiliser des méthodes plus simples à mettre en œuvre. Parmi les modèles simplifiés, on distingue :

- **Le modèle de l'onde dynamique** qui suppose que l'inertie est prépondérante et les forces de frottement sont négligeables. L'équation de quantité du mouvement devient :

$$\frac{dU}{dt} + U\frac{dU}{dx} + g\,\frac{dh}{dx} = 0 \qquad \textbf{Eq. 38}$$

- **Le modèle de l'onde diffusante** qui suppose que l'inertie est négligeable et les forces de frottement sont prépondérantes. Dans ce cas, on peut écrire :

$$g\,\frac{dh}{dx} = g(I - J) \qquad \textbf{Eq. 39}$$

Le modèle de l'onde dynamique correspond à des ondes de haute fréquence (impulsions brèves et rapprochées) qui ne sont pas des situations fréquentes en hydrologie. Par contre, les hypothèses émises pour le modèle de l'onde diffusante sont applicables dans la plupart des cas en hydrologie.

Le modèle hydrodynamique simplifié de l'onde diffusante

Les équations de continuité et de la quantité de mouvement avec l'hypothèse de l'onde diffusante se résument à l'équation suivante :

$$\frac{dQ}{dt} + C\left(\frac{dQ}{dx} - q\right) - D\left(\frac{d^2Q}{dx^2} - \frac{dq}{dx}\right) = 0 \qquad \textbf{Eq. 40}$$

avec *Q* le débit (m3/s), *q* les apports (ou pertes) latéraux par unité de longueur (m²/s), *C* la célérité (m/s) correspond au déplacement de l'onde de crue et *D* le coefficient de diffusivité (m²/s) correspond à l'atténuation de l'onde de crue.

L'approximation de l'onde diffusante est souvent utilisée dans la modélisation hydrologique distribuée, notamment pour les cours d'eau peu profonds ou à faible pente car les phénomènes de diffusion n'y sont pas négligeables (Morris and Woolhiser 1980). Ce modèle est surtout remis en question pour des cas très particuliers où les effets des remous doivent être pris en compte comme les estuaires ou les barrages-réservoirs. Heureusement, c'est rarement le cas pour les applications hydrologiques et le modèle de l'onde diffusante peut être appliqué dans de la grande majorité des cas (Ponce et al. 1978; Hayami 1951; Singh 1994; Moussa and Bocquillon 1996b).

De nombreux modèles pluie-débit distribués utilisent l'approximation de l'onde diffusante pour router les écoulements au sein du bassin versant (Ogden and Julien 1994; Moussa and Bocquillon 1996b; Refsgaard 1997; Olivera and Maidment 1999; Liu et al. 2003; Safari et al. 2012), mais cette

approximation peut encore être simplifiée pour donner l'approximation de l'onde cinématique qui est également d'utilisation courante dans la modélisation hydrologique distribuée.

Le modèle hydrodynamique simplifié de l'onde cinématique

Dans les cas où les pentes ne sont pas trop faibles, les mécanismes de diffusion peuvent être négligés et le modèle de l'onde diffusante est réduit à l'approximation de l'onde cinématique. Seuls les effets de la gravité sont considérés, les termes d'inertie et le terme dû à la variation de la hauteur sont négligés. Il en résulte une relation univoque entre le débit et la section. Les équations de continuité et de quantité de mouvement se réduisent alors à l'équation suivante :

$$\frac{dQ}{dt} + C\frac{dQ}{dx} = q \qquad \textbf{Eq. 41}$$

avec *Q* le débit (m3/s), *q* les apports (ou pertes) latéraux par unité de longueur (m²/s) et *C* la célérité (m/s) correspond au déplacement de l'onde de crue.

La validité de l'approximation de l'onde cinématique est rigoureusement définie par Morris and Woolhiser (1980) et, dans la plupart des situations, l'onde cinématique est valide pour des pentes supérieures à 10^{-3}. Pour les cours d'eau naturels, Henderson (1966) indique que cette approximation est valable pour les rivières avec des pentes supérieures à 10 feet/mile (environ 0.002). Morris and Woolhiser [1980, p. 360] conseillent cependant d'utiliser le modèle complet de Saint-Venant ou au moins le modèle de l'onde diffusante pour les zones de végétation abondante et plates. Malgré tout, le modèle de l'onde cinématique a suffisamment été testé dans les modèles distribués pour être considéré comme valide dans de nombreuses applications concernant la modélisation des bassins versants (Wooding 1965; Goodrich et al. 1991; Bell and Moore 1998; Singh and Woolhiser 2002; Vieux et al. 2004; Koren et al. 2004; Tsai and Yang 2005; Khakbaz et al. 2012).

Dans la littérature, on trouve de nombreuses méthodes numériques pour résoudre le problème de l'onde diffusante ou cinématique. Cependant, ces méthodes numériques posent des problèmes de stabilité et de précision qui dépendent du pas de temps et du pas d'espace du schéma de discrétisation (Jaber and Mohtar, 2002; Kampf and Burges, 2007; Koren et al., 2004; Liggett and Woolhiser, 1967; Moussa and Bocquillon, 2009, 2001).

Une autre méthode de résolution consiste à déterminer une solution analytique en formulant de nouvelles hypothèses. Les calculs sont alors plus simples et très rapides puisqu'ils ne nécessitent pas de schéma de discrétisation. Plusieurs solutions analytiques au problème de l'onde diffusante ont été développées (Hayami 1951; Moussa 1996; Moramarco et al. 1999; Fan and Li 2006; Munier et al. 2008). Nous présentons ci-dessous la solution analytique d'Hayami (1951) qui est très utilisée dans les modèles hydrologiques.

La solution analytique d'Hayami (1951)

En supposant que la célérité et la diffusivité ne dépendent pas du temps, il existe une solution analytique au problème de l'onde diffusante (Hayami 1951). La démonstration est rigoureusement détaillée par Moussa (1996) qui propose une nouvelle solution analytique permettant de prendre en compte les apports latéraux en supposant qu'ils sont uniformes sur le bief de propagation :

$$O(t) = \Phi(t) + [I(t) - \Phi(t)] * K_{hay}(t) \quad \textbf{Eq. 42}$$

avec

$$O(t) = Q(x + \Delta x, t) - Q(x + \Delta x\,, 0)\;;\; I(t) = Q(x, t) - Q(x\,, 0) \quad \textbf{Eq. 43}$$

$$\Phi(t) = \frac{C}{L}\int_0^t \big(Q_a(\lambda) - Q_a(0)\big)d\lambda \;; K_{hay}(x, C, D, t) = \frac{x}{2\sqrt{\pi D}}\,\frac{e^{-\frac{(x-C\,t)^2}{4Dt}}}{t^{3/2}} \quad \textbf{Eq. 44}$$

et $Q(x,t)$ le débit à l'instant t au point d'abscisse x, $Q_a(t)$ les apports latéraux (m^3/s) uniformément distribués sur le tronçon de longueur Δx, K_{hay} le noyau de convolution d'Hayami, C la célérité, D le coefficient de diffusion et * le produit de convolution.

Le modèle d'Hayami est une méthode séduisante puisqu'elle est simple à mettre en œuvre et permet des calculs rapides. Seuls les coefficients de célérité et de diffusivité doivent être renseignés, et ils peuvent être calés par rapport à des données de débit observées (Baptista and Michel 1989; Moussa 1996; Lerat 2009).

C'est aussi une solution performante pour propager les débits sur un bief et modéliser le routage dans les cours d'eau pour les modèles hydrologiques distribués (Baptista and Michel 1989; Moussa 1997, 2003; Moussa et al. 2007; Charlier et al. 2009; Lerat et al. 2012b) :

- Moussa (1996) a propagé, avec des résultats corrects, 13 évènements de crue observés sur un tronçon de 42 km de l'Allier en supposant une distribution uniforme des apports latéraux sur le bassin intermédiaire de 919 km².
- Moussa (1997) utilise la solution analytique d'Hayami pour déterminer la fonction de transfert de son modèle hydrologique semi-distribué. En appliquant cette méthode sur le Gardon d'Anduze (543 km²), il conclut qu'elle est bien adaptée pour les modèles hydrologiques distribués puisqu'elle permet de transférer facilement les hydrogrammes de chaque maille du modèle vers l'exutoire et aux points intérieurs du bassin versant (Moussa et al. 2007).
- Lerat (2009) a comparé les simulations obtenues par un modèle hydrodynamique complet et le modèle simplifié d'Hayami pour 140 crues observées sur 35 tronçons français (soit 4

crues par tronçon). La célérité et la diffusivité sont calées pour chaque tronçon par rapport à deux crues propagées à l'aval du tronçon puis les débits calculés sont évalués en validation à l'aval ainsi que sur des points intérieurs des tronçons. Il n'y a pas de différence importante entre le calage sur des crues faibles et fortes, ce qui justifie les hypothèses du modèle d'Hayami (célérité et diffusivité constante).

La méthode du Time-Offset

Cette méthode consiste à propager un hydrogramme sans déformation dans un bief. C'est une solution analytique au problème de l'onde cinématique sans apports latéraux en supposant que la célérité est constante : il s'agit d'un simple décalage temporel dont le délai est directement calculé à partir de la célérité et la longueur du bief sur lequel le débit est propagé :

$$Q(x + \Delta x, t + \Delta x/C) = Q(x\,, t) \qquad \textbf{Eq. 45}$$

avec $Q(x,t)$ le débit à l'instant t au point d'abscisse x, C la célérité (m/s) et Δx la longueur du tronçon.

Si cette méthode est très grossière, elle a l'avantage de permettre des calculs extrêmement rapides. De plus, son utilisation dans les modèles hydrologiques semi-distribués a permis d'obtenir des simulations pluie-débit tout à fait satisfaisantes (Lindström et al. 1997; Pechlivanidis et al. 2010; Saulnier and Le Lay 2009; Lerat et al. 2012a). Il s'agit d'un moyen très simple pour propager les débits dans un tronçon de rivière.

Les modèles de routage conceptuels

Face à la complexité des modèles hydrodynamiques, des méthodes conceptuelles ont été mises au point. Ce sont des méthodes à caractère empirique qui sont généralement déterminées à partir de la dynamique des systèmes et du principe de continuité. Nous présentons ci-dessous les méthodes les plus courantes utilisées dans les modèles hydrologiques distribués.

Les modèles « Lag and Route»

Les modèles « Lag and Route » ou modèles du premier ordre avec retard constituent une alternative fréquente pour assurer le routage dans les modèles hydrologiques (Bentura and Michel 1997; Munier et al. 2008; Tramblay et al. 2011). Ces modèles sont basés sur les deux équations suivantes à la place du système de Saint-Venant :

Equation de continuité : $$\frac{\mathrm{dV}}{dt} = Q(x,t) - Q(x+\Delta x,t)$$ **Eq. 46**

Equation de la quantité de mouvement : $$Q(x+\Delta x,t) = f(V)$$ **Eq. 47**

avec *Q(x,t)* le débit à l'instant *t* au point d'abscisse *x*, *V* le volume stocké sur le tronçon de longueur *Δx* (m) et *f* une loi comportementale.

Ce modèle est souvent utilisé pour assurer le routage des versants puisqu'il permet d'assurer la répartition temporelle des quantités d'eau en prenant en compte la diffusion hydraulique. Par contre, ce système d'équations ne donne pas accès au débit à l'intérieur du bief. Il faut donc prévoir une discrétisation en bief suffisamment fine.

La méthode de Muskingum

Le modèle de Muskingum a été initialement développé par McCarthy (1938) pour simuler les débits de la rivière Muskingum dans l'Ohio (USA), puis étendu par Cunge (1969). Il est obtenu en supposant que le volume stocké sur un tronçon est proportionnel au débit dans ce tronçon :

Equation de continuité : $$\frac{\mathrm{dV}}{dt} = Q(x,t) - Q(x+\Delta x,t)$$ **Eq. 48**

Equation de la quantité de mouvement : $$V = \lambda\,[\alpha.Q(x,t) + (1-\alpha).Q(x+\Delta x,t)]$$ **Eq. 49**

avec *Q(x,t)* le débit à l'instant *t* au point d'abscisse *x*, *V* le volume stocké sur le tronçon de longueur *Δx* (m), λ un paramètre lié au décalage temporel (s.) et α un paramètre sans dimension contrôlant l'atténuation. La résolution du système d'équation ci-dessus conduit à une solution de la forme suivante :

$$Q(x+\Delta x\,,t+\Delta t) = C_1.Q(x\,,t) + C_2.Q(x\,,t+\Delta t) + C_3.Q(x\ +\Delta x,t)$$ **Eq. 50**

avec $C_1 + C_2 + C_3 = 1$

Ce modèle est très utilisé dans les schémas de routage des modèles hydrologiques parce qu'il a l'avantage de représenter les effets de diffusivité (Lindström et al. 1997; Orlandini and Rosso 1998; Carpenter et al. 2001; Butts et al. 2004; Pokhrel et al. 2008).

En comparant le modèle de Muskingum avec celui de l'onde cinématique sur un cas d'étude synthétique appliqué au bassin de la Blue River, Pokhrel et al. (2008) ont montré que les différences étaient insignifiantes. Par contre, ce modèle ne permet pas le calcul des débits aux points intérieurs du tronçon. De plus, Lerat (2009) a mis en évidence un problème de sructure du modèle de Muskingum qui peut entraîner des débits négatifs.

Annexe 6 : Paramétrage des échanges sur la fonction de production du modèle semi-distribué M0b

Nous considérons ici le cas du modèle semi-distribué M0a où le modèle hydrologique pluie-débit GR est réduit au module de production, en supprimant le module de routage (hydrogramme unitaire et réservoir de routage) qui est remplacé par la solution analytique de l'approximation de l'onde diffusante (Hayami 1951). Les échanges étant appliqués pendant les processus de routage dans la version complète du modèle GR5, il est indispensable de définir une nouvelle stratégie pour prendre en compte ces échanges afin de respecter le bilan en eau de la transformation pluie-débit.

Dans cette nouvelle version du modèle, la production du bassin versant en réponse aux précipitations (résultat de la percolation et du ruissellement) est routée en tant qu'apport latéral uniforme sur la longueur caractéristique du bassin versant par le modèle d'Hayami (Moussa, 1996). Les échanges sont appliqués dans le module de production (avant les processus de routage). Les fonctions d'échange suivantes ont été testées :

- *Echanges représentant une proportion constante de la sortie de la fonction de rendement* : Les échanges sont calculés à partir d'un coefficient multiplicateur appliqué au débit de production (somme de la percolation et du ruissellement) :

$$ECH = X_2 \,.\, Pr \qquad \textbf{Eq. 51}$$

  avec ECH les échanges (mm) du modèle appliqués au débit de production Pr (mm) et X2 le paramètre d'échange du modèle (sans dimension).
- *Echanges linéaires* : Les échanges suivent une loi linéaire qui dépend du niveau du réservoir de production :

$$ECH = X_2 \,.\, \frac{S}{X_1} \qquad \textbf{Eq. 52}$$

  avec S le niveau dans le réservoir de production (mm), X1 la capacité du réservoir de production (mm) et X2 le paramètre d'échange du modèle (mm).
- *Echanges de type GR4* : Les échanges dépendent du niveau du réservoir de production et d'un exposant :

$$ECH = X_2 \,.\, \left(\frac{S}{X_1}\right)^{\mathrm{a}} \qquad \textbf{Eq. 53}$$

  avec a l'exposant de la fonction d'échange. Dans le modèle pluie-débit GR4, l'exposant a est fixé à 3.5 et les échanges dépendent du niveau du réservoir de routage. Ici, l'exposant sera

fixé mais nous testerons plusieurs valeurs possibles. Notons que la dépendance des échanges au taux de remplissage du réservoir de production est une solution qui avait été retenue par Nascimento (1995) dans le cas d'apports en eau (X2 positif), avec une solution linéaire (a = 1).

- *Echanges de type GR5 :* Les échanges dépendent linéairement du niveau du réservoir de production et d'un seuil :

$$ECH = X_2 \cdot \left(\frac{S}{X_1} - X_5\right) \qquad \textbf{Eq. 54}$$

avec X5 le nouveau paramètre d'échange (sans dimension). Dans le modèle pluie-débit GR5, les échanges dépendent du réservoir de routage. Le paramètre X5 permet de changer le signe des échanges pour modéliser la saisonnalité de ces échanges.

Les fonctions d'échange présentées ci-dessus ont été testées à l'aide d'une modélisation globale sur un large échantillon de 181 bassins versants. Nous rappelons que le module de routage a été remplacé par le modèle d'Hayami avec apports latéraux. Dans le cas de la modélisation globale, il n'y a pas de propagation des débits amont, la production est routée en tant qu'apport latéral sur la longueur hydraulique moyenne du bassin versant. Chaque modèle a été calé pour chaque bassin versant, à chaque changement de la fonction d'échange par rapport aux 10 ans de données hydrométriques mesurées à l'exutoire des bassins versants. La Figure 87 présente les performances des simulations pluie-débit obtenues à l'exutoire des bassins par rapport au débit observé.

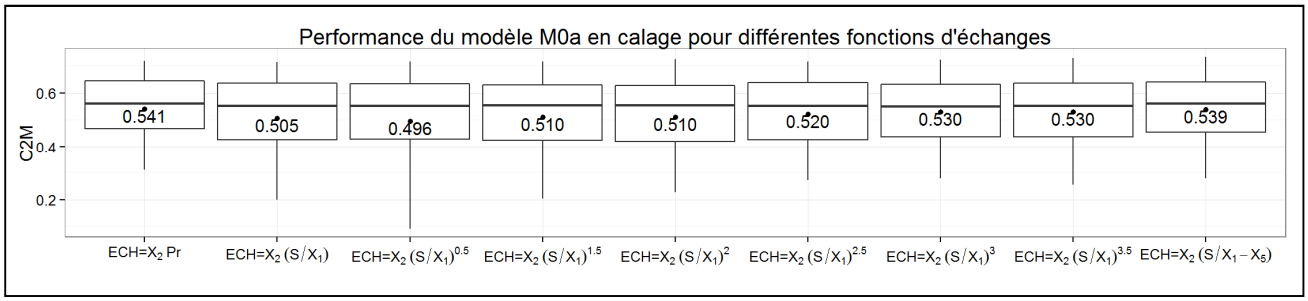


Figure 87 : Performances en calage sur un échantillon de 181 bassins versants évaluées pour différentes fonctions d'échange du modèle hydrologique pluie-débit M0a.

Les résultats sont très clairs : une fonction d'échange simple avec des échanges constants dimensionnés par un coefficient multiplicateur sont très satisfaisants (Figure 87). L'utilisation d'une fonction d'échange plus compliquée n'est pas nécessaire au vu des performances obtenues sur un large échantillon de bassins versants. Nous avons donc choisi de retenir la première solution envisagée, consistant à appliquer un coefficient multiplicateur aux pluies efficaces.

Annexe 7 : Paramétrage du modèle semi-distribué M2

Dans le cas de la modélisation semi-distribuée, le modèle M2 fait intervenir un modèle hydraulique de propagation qui entraîne une redondance des paramètres de routage (Lerat 2009; Saulnier and Le Lay 2009). La Figure 88 présente l'évolution des paramètres X4 (temps de base du routage sur les versants) et X6 (célérité pour le routage dans les cours d'eau) entre les deux périodes indépendantes (1997-2001 et 2002-2006) sur lesquelles ils ont été optimisés par rapport au débit observé à l'exutoire des 45 bassins versants.

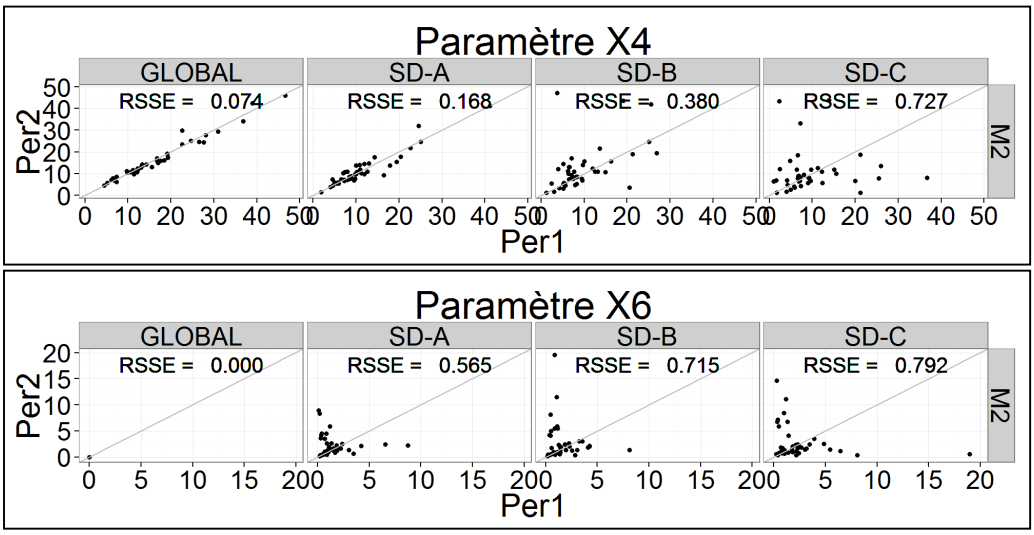


Figure 88 : Comparaison des paramètres X4 et X6 optimisés entre la période 1 (Per1 : 1997-2001) et la période 2 (Per2 : 2002-2006) sur 45 bassins versants pour quatre maillages (Global, SD-A, SD-B, SD-C). La moyenne du critère de robustesse *RSSE* est indiquée pour chaque paramètre modèle et maillage.

Nous constatons que la spatialisation de la structure M2 impacte fortement la robustesse du modèle puisque la stabilité des paramètres X_4 et X_6 est dégradée pour la plupart des bassins lorsque le maillage du bassin augmente (Figure 88). Il s'agit d'un cas d'équifinalité (Beven 1996) où des paramètres qui dimensionnent un processus hydrologique identique au sein du modèle pluie-débit se compensent lors du processus d'optimisation : le paramètre X_4 qui dimensionne le routage sur les versants entre en interaction avec le paramètre de célérité X_6 qui dimensionne le routage dans les cours d'eau.

Pour limiter l'équifinalité des jeux de paramètres d'une version semi-distribuée de TOPMODEL, Saulnier and Le Lay (2009) fixent arbitrairement la vitesse d'écoulement sur les versants au dixième de la vitesse dans les cours d'eau. Dans le cas du modèle semi-distribué M2, nous choisissons de fixer le paramètre X4 à la valeur déterminée pour la configuration globale (qui ne bénéficie pas du module hydraulique de propagation). De cette manière, seule la célérité doit être estimée lors du processus d'optimisation du modèle semi-distribué.

La Figure 89 présente la distribution du critère de robustesse (cf. Chapitre 4) pour les paramètres X4 et X6 déterminés sur les 45 bassins versants pour les deux méthodes de paramétrage suivantes : (i) le paramètre X_4 est calé à chaque changement de maillage et (ii) le paramètre X_4 est calé dans la configuration globale uniquement. La Figure 90 compare les performances évaluées à l'exutoire des bassins entre les deux stratégies de paramétrage.

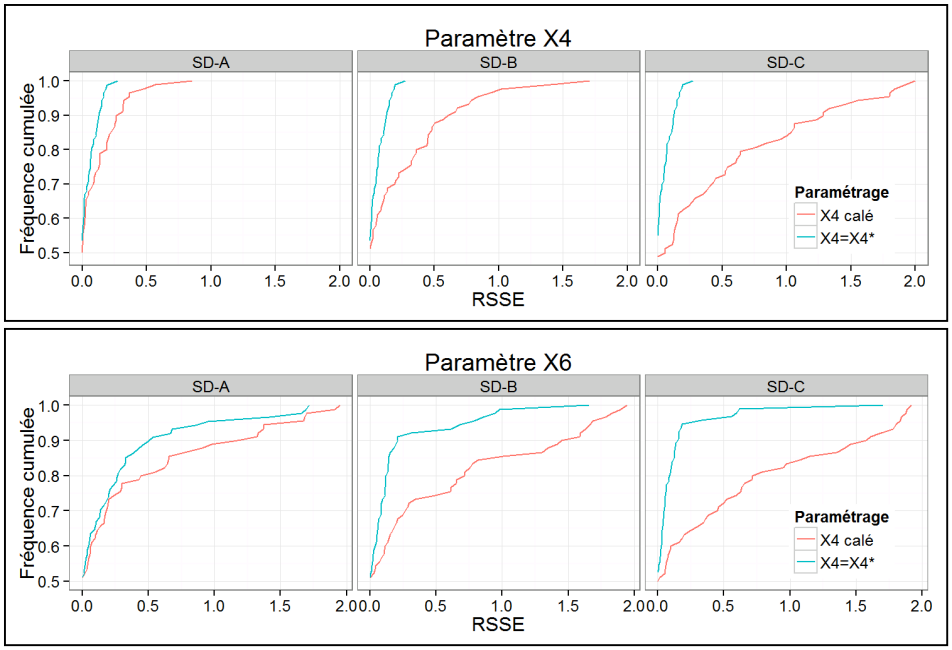


Figure 89 : Distribution du critère de robustesse *RSSE* des paramètres X_4 et X_6 du modèle semi-distribué M2 optimisés pour quatre maillages (Global, SD-A, SD-B, SD-C) et pour 45 bassins versants : (X_4 calé) le paramètre X_4 est calé à chaque changement de maillage ; (X_4=X_4*) le paramètre X4* est calé dans la configuration globale uniquement.

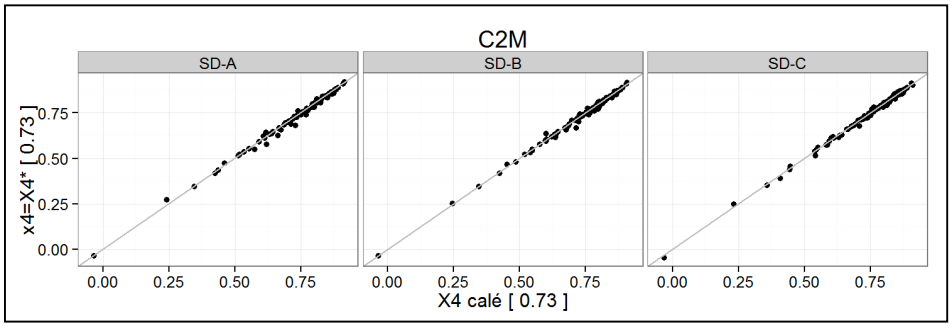


Figure 90 : Performances sur 45 bassins versants du modèle semi-distribué M2 pour quatre maillages (Global, SD-A, SD-B, SD-C) et deux méthodes de paramétrage : (X_4 calé) le paramètre X_4 est calé à chaque changement de maillage ; (X_4=X_4*) le paramètre X4* est calé dans la configuration globale uniquement.

Lorsque le paramètre X4 est fixé à la valeur déterminée dans la configuration globale, la stabilité du paramètre de célérité déterminé par optimisation est clairement améliorée (Figure 31 et Figure 89). De plus, cette méthode de paramétrage n'impacte pas les performances du modèle semi-distribué M2 (Figure 90).

Annexe 8 : Densité du réseau de mesure pluviométrique sur le territoire français métropolitain

La densité du réseau de mesure ponctuel a été calculée à l'échelle du territoire métropolitain français (cf. 7.2.2.1) pour le réseau pluviométrique horaire et journalier (Figure 91). Le réseau pluviométrique journalier contient le réseau pluviométrique horaire. On dénombre environ 1500 postes automatiques et 3000 postes manuels dont les données sont au pas de temps journalier uniquement (soit un total de 4500 postes pour le réseau journalier).

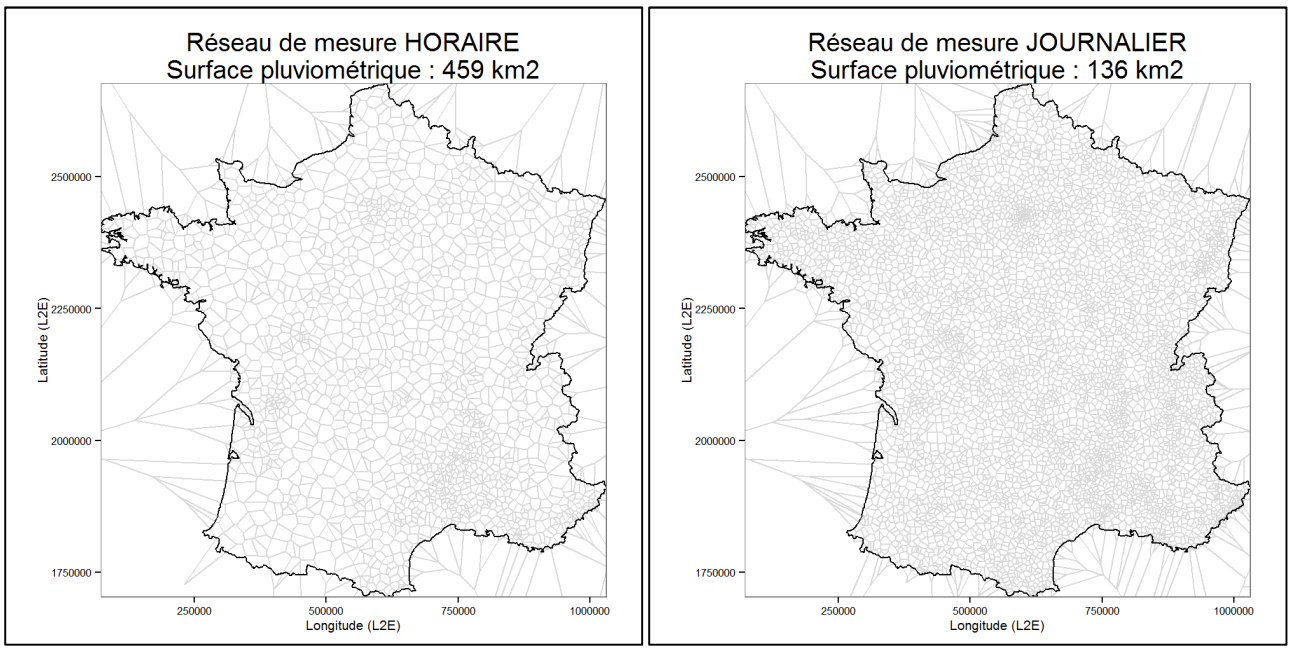


Figure 91 : Densité du réseau de mesure ponctuel des postes pluviométriques horaires (gauche) et journalier (droite) sur le territoire métropolitain français.

La répartition des postes pluviométriques n'est pas homogène sur le territoire métropolitain français. Le réseau est très dense dans la région parisienne et les zones à forte variabilité spatiale des champs de précipitation (Cévennes, Vosges, …), et plus éparpillé ailleurs.

Sur le territoire métropolitain français, les surfaces des polygones de Thiessen varient entre :

- 6 km² et 1275 km² pour le réseau pluviométrique horaire ;
- 2 km² et 440 km² entre pour le réseau pluviométrique journalier.

En moyenne sur le territoire français, la densité pluviométrique est de 1 pluviomètre tous les 459 km² et 136 km² aux pas de temps horaire et journalier respectivement.

Annexe 9 : Evaluation des modèles de prévision sur 900 événements

Les prévisions de débit du modèle semi-distribué TGR et du modèle global GRP sont évaluées sur 900 événements de crue automatiquement sélectionnés à l'exutoire de 45 bassins (cf. Chapitre 3). Les critères d'évaluation calculés sur les événements ont été définis au Chapitre 4.

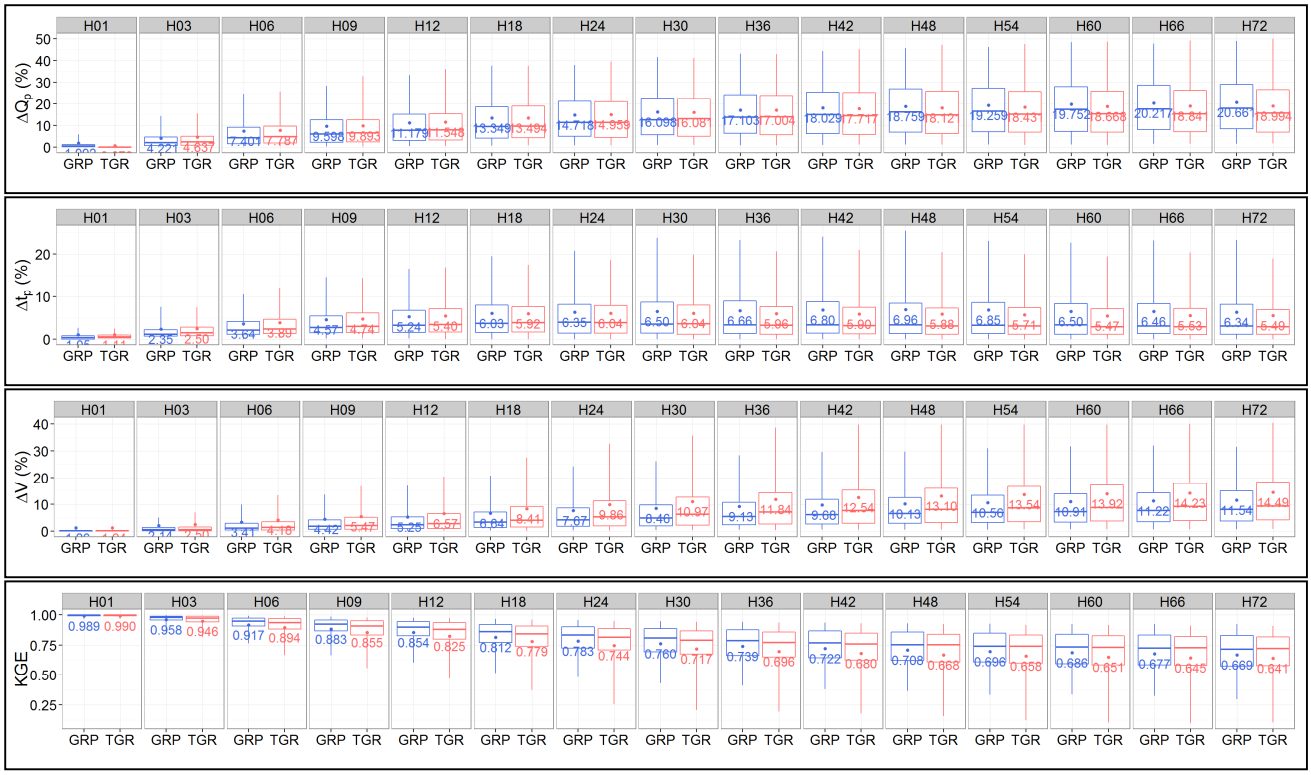


Figure 92 : Comparaison pour chaque horizons de prévision (H01 à H72) des performances en validation des modèles de prévision TGR et GRP évaluées sur 900 événements de crue sélectionnés parmi 45 bassins (20 événements par bassin) par quatre critères événementiels : l'erreur d'amplitude (ΔQ_p) et le décalage (Δt_p) du pic de crue, l'erreur de volume (ΔV) et le critère de Kling-Gupta (KGE). Le décalage du pic de crue est adimensionnel pour chaque événement par la durée de la crue et il est exprimé en pourcentage.

Sur les longues échéances, les prévisions du modèle semi-distribué TGR sont sensiblement plus précises sur l'amplitude et la phase du pic de crue mais les erreurs de volume sont plus importantes par rapport au modèle de prévision global GRP (Figure 92). De manière générale sur les 900 événements de crue étudiés, les différences en KGE paraissent significatives sur la grande majorité des échéances (Figure 92).

Irstea – Centre d'Antony
Hydrosystèmes et bioprocédés
1, rue Pierre-Gilles de Gennes
CS 10030
92761Antony Cedex
tél. +33 (0)140966121
fax +33 (0)140966225
www.irstea.fr