



HAL
open science

Modélisation hydrologique à base géomorphologique de bassins versants non jaugés par régionalisation et transposition d'hydrogramme.

Alban de Lavenne

► **To cite this version:**

Alban de Lavenne. Modélisation hydrologique à base géomorphologique de bassins versants non jaugés par régionalisation et transposition d'hydrogramme.. Sciences du Vivant [q-bio]. AGROCAMPUS OUEST, 2013. Français. NNT: . tel-02810356

HAL Id: tel-02810356

<https://hal.inrae.fr/tel-02810356v1>

Submitted on 6 Jun 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

AGRO CAMPUS

OUEST



UNIVERSITÉ
EUROPÉENNE
DE BRETAGNE

Alban DE LAVENNE • 28 novembre 2013

Thèse AGROCAMPUS OUEST
sous le label de l'Université Européenne de Bretagne
pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'AGROCAMPUS OUEST
Spécialité Sciences de l'environnement

ÉCOLE DOCTORALE • Sciences de la matière (SDLM)
LABORATOIRE D'ACCUEIL • UMR 1069 INRA-AGROCAMPUS
OUEST Sol Agro et hydrosystème spatialisation (SAS)

**Modélisation hydrologique
à base géomorphologique
de bassins versants non jaugés
par régionalisation
et transposition
d'hydrogramme**

Patrick DURAND

Directeur de recherche, UMR INRA/AO - SAS Rennes
président

Roger MOUSSA

Directeur de recherche, SupAgro Montpellier
rapporteur

Ludovic OUDIN

Maitre de conférences, Université Pierre et Marie Curie Paris
rapporteur

Hubert SAVENIJE

Professeur, University of Technology Delft
examineur

Christophe CUDENNEC

Professeur AO, UMR INRA/AO - SAS Rennes
directeur de thèse

Préambule

Ce travail de thèse a été financé à 50% par la Région Bretagne et à 50% par l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA). Il s'est déroulé durant 3 ans sur un contrat INRA et a bénéficié à deux reprises d'un comité de pilotage constitué de : Simon DUFOUR (Maître de Conférences Université Rennes 2), Philippe MEROT (DR INRA, Rennes), Fabrice RODRIGUEZ (Chercheur HDR IFSTAR, Nantes), Manuel SARRAZA (Ingénieur DREAL Basse Normandie, Caen).

L'accès aux données hydrométriques de la Banque HYDRO a été permis par la convention avec l'UMR SAS. Les données pluviométriques ont quant-à-elles été mises à disposition par Météo-France à titre gracieux dans le cadre d'une convention de recherche.

Les activités suivantes ont été conduites pendant ces 3 ans.

Colloques scientifiques

- A. de Lavenne**, C. Cudennec*. Prediction of streamflow from the set of basins flowing into a coastal bay. Présentation Poster - Assemblée IAHS IAPSO IASPEI, 22-26 juillet 2013, Gothenburg, Suède.
- A. de Lavenne***, R. Rigon, G. Formetta, C. Cudennec. What is the minimal geomorphology based hydrological model? Présentation Poster - Assemblée Générale EGU, 7-12 avril 2013, Vienne, Autriche.
- A. de Lavenne***, C. Cudennec. Hydrograph transposition to ungauged basin accounting for spatio-temporal rainfall variability. Présentation Poster - Assemblée Générale EGU, 7-12 avril 2013, Vienne, Autriche.
- A. de Lavenne***, C. Cudennec, Streamflow velocity estimation in GIUH-type approach : what can neighbouring basins tell us ? Présentation Poster - Assemblée Générale EGU, 22-27 avril 2012, Vienne, Autriche.
- A. de Lavenne***, C. Cudennec, H. Boudhraâ. Hydrograph transposition to ungauged basins from neighbouring and nested basins. Présentation Poster - Assemblée Générale EGU, 22-27 avril 2012, Vienne, Autriche.
- A. de Lavenne***, C. Cudennec, H. Boudhraâ. Streamflow prediction in ungauged basins through geomorphology-based hydrograph transposition. Présentation Orale - XXV Assemblée Générale IUGG, 28 juin-7 juillet 2011, Melbourne, Australie.

A. de Lavenne*, E. Cestin, C. Cudennec. Similarity-based regionalization to parameterize velocity in a GIUH-type approach. Présentation Poster - XXV Assemblée Générale IUGG, 28 juin-7 juillet 2011, Melbourne, Australie.

C. Cudennec*, G. Storer, **A. de Lavenne**, J. Aouissi. Geomorphometric Structures of a river network and of its set of riparian wetlands. Présentation Orale - XXV Assemblée Générale IUGG, 28 juin-7 juillet 2011, Melbourne, Australie.

* : Auteur présentant les travaux.

Publications scientifiques

A. de Lavenne, C. Cudennec. Regional analysis to parameterize velocity in WFIUH-type approach. 2013. In preparation.

A. de Lavenne, R. Rigon, G. Formetta, C. Cudennec. What is the minimal geomorphological transfer function ? 2013. In preparation.

A. de Lavenne, C. Cudennec. Prediction of streamflow from the set of basins flowing into a coastal bay. 2013. In preparation.

A. de Lavenne, C. Cudennec, H. Boudhraâ. Streamflow prediction in ungauged basins through geomorphology-based hydrograph transposition. 2013. Accepted in Hydrology Research.

A. Aubert, R. Tavenard, R. Emonet, **A. de Lavenne**, S. Malinowski, T. Guyet, R. Quiniou, J.M. Odobez, P. Merot, C. Gascuel-Oudou. Clustering flood events from water quality time-series with a probabilistic method newly applied in hydrology. 2013. Water Resources Research. Under review.

Ecoles jeunes chercheurs

Trois écoles jeunes chercheurs ont été suivies durant la thèse.

9-13 juillet 2012	Modelling Environments for Biophysical Modelling in Hydrology and Agriculture : Object Modelling System 3 (OMS3) and Biophysical Model Applications (BioMa)	Centre Commun de Recherche, Commission Européenne. Ispra, Italie.
21-25 mai 2012	Hydrocourse : Model building, inference and hypothesis testing in hydrology	Centre de Recherche Public, Gabriel Lippmann. Belvaux, Luxembourg.
8-13 mai 2011	Water and Society : A space-time framework for integrated studies	Ecole Physique des Houches. France.

Mobilité

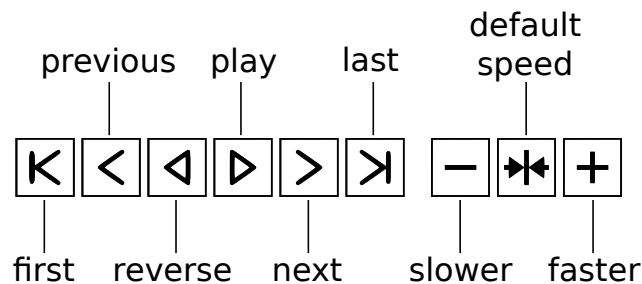
Financée par l'école doctorale SDLM, une mobilité de 4 mois (du 1 septembre 2012 au 21 décembre 2012) a été effectuée au côté du Professeur Riccardo Rigon de l'Université de Trento, Italie.

Choix editoriaux

L'intégralité de ce manuscrit est rédigée en français. Les figures et les tableaux sont cependant majoritairement en anglais afin de faciliter une lecture aux personnes non francophones et préparer la publication des résultats. Par cohérence avec ce choix éditorial, le séparateur décimal utilisé est le point.

Certaines figures de ce manuscrit peuvent être animées. Les animations sont permises à la lecture numérique du manuscrit au format PDF. Le lecteur de PDF doit autoriser la lecture de code JavaScript tel que le permet par exemple le logiciel Adobe Reader.

Les figures animées sont signalées par le symbole ▷ dans la légende. Dans sa version numérique, une barre de navigation de l'animation apparaît sous la figure. Son emploi est détaillé par la figure ci-dessous.



Barre de navigation des animations

Résumé

Estimer l'hydrogramme d'un bassin versant lorsque les mesures hydrologiques y sont limitées ou inexistantes est un exercice difficile. Symbolisée par l'acronyme PUB (Prediction of Ungauged Basin), cette question des bassins versant non jaugés a été portée par l'Association Internationale des Sciences Hydrologique (AISH) durant toute la dernière décennie 2003-2012 (Sivapalan et al., 2003b; Hrachowitz et al., 2013). Il s'agit en effet d'un problème récurrent puisque tout point du réseau hydrographique ne peut être jaugé, mais peut pourtant constituer un point d'intérêt pour la gestion des ressources en eau. Pour répondre à ce problème, nous proposons une valorisation des quelques stations de mesures disponibles sur la zone étudiée grâce à la transposition d'une mesure de débit d'un bassin jaugé vers un bassin non jaugé.

Connaissant la quantité d'eau s'écoulant en un point et, par analyse géomorphologique du réseau hydrographique, l'ensemble des chemins de transfert l'y ayant amené, il est possible d'estimer la pluie nette fournie par le versant au réseau hydrographique par inversion de cette fonction de transfert. Cette pluie nette est relativement indépendante de l'échelle d'observation, et peut ainsi être transposée vers le bassin non jaugé puis reconvoluée par sa propre fonction de transfert afin d'y estimer l'hydrogramme recherché. Cette approche, précédemment développée dans un contexte semi-aride tunisien, est reprise et mise en œuvre principalement sur six sous-bassins bretons différents du Blavet et de l'Oust.

En l'absence de mesures hydrologiques, cette approche devait cependant faire face à la difficulté majeure de l'estimation de son unique paramètre de modélisation, à savoir la vitesse d'écoulement au sein du réseau. Sur cette question et profitant d'un jeu de données de 85 bassins au sein de l'entité hydrologique relativement homogène que constitue la région Bretagne, une régionalisation de ce paramètre est mise en place. Les principaux déterminants de ce paramètre, telle que la longueur hydraulique moyenne, ont pu être identifiés afin de faciliter son estimation et/ou sa transposition vers des bassins versants non jaugés.

Les grandes hétérogénéités qui caractérisent chaque bassin versant sont en partie responsables de l'unicité de leur réponse hydrologique, mais par conséquent celles-ci compliquent également toutes transpositions d'informations. Sur cette question, l'approche d'origine basée sur une simple modélisation du réseau hydrographique, qui a l'avantage de sa simplicité et de sa robustesse, est alors étendue à une modélisation du versant. Cet ajout de complexité dans la modélisation est construit au sein d'une approche top-down. Ainsi, certaines hétérogénéités, telles que la variabilité spatio-temporelle de la pluie ou la dynamique des écoulements de versant, ont pu être prises en compte dans les transpositions d'hydrogramme. Le bénéfice de

cette nouvelle approche n'est apparue significatif que pour des couples de bassins montrant une dissimilarité de fonctionnement hydrologique de versant marquée. L'avantage d'une modélisation plus complexe est alors à discuter suivant la connaissance des bassins étudiés et la mesure disponible.

Enfin, l'approche est étendue afin de prendre en considération plusieurs bassins sources pour estimer le débit en un point. Si les simulations gagnent ainsi en robustesse et permettent de qualifier une certaine incertitude des simulations, il est montré que la sélection du bassin source en fonction d'un bassin cible reste l'approche la plus efficace, mais pose une nouvelle question quant à la caractérisation d'une similarité hydrologique des bassins pour effectuer ce choix.

Mots clés : **géomorphologie, bassins versants non jaugés, régionalisation, inversion, transposition, fonction de transfert, PUB**

Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu Christophe CUDENNEC d'avoir permis cette belle expérience de thèse. Christophe m'a fait confiance tout au long de ces trois années, a su alimenter ma curiosité, mes réflexions et m'a aussi conforté à suivre ma propre voie pour aboutir à ce travail. Il s'est attaché à favoriser autant qu'il le pouvait un enrichissement autour de ce travail (colloques, écoles chercheurs, rencontres), et au-delà du coach scientifique, il a été un coach personnel attentionné lorsque cela était nécessaire.

Je remercie très sincèrement Roger MOUSSA et Ludovic OUDIN qui m'ont fait l'honneur d'être rapporteurs de ma thèse. Leur regard extrêmement affuté a abouti à des remarques très constructives. Je remercie également Patrick DURAND et Hubert SAVENIJE pour avoir participé au jury et donc pour avoir partagé leur avis sur mon travail.

Je tiens à remercier tous les membres de mon comité de pilotage : Simon DUFOUR, Philippe MEROT, Fabrice RODRIGUEZ, Manuel SARRAZA. À deux reprises au cours de ma thèse, leur oeil averti sur mon travail a permis d'identifier des questions importantes ou conforter l'intérêt de certains travaux.

Je remercie Météo-France, et particulièrement David GOUTX et Franck BARAER, pour m'avoir fourni les données de pluie ANTILOPE dans le cadre d'une convention de recherche.

Je remercie tous les collègues et amis au sein de l'UMR SAS ainsi que mes différents compagnons de bureau. Leur bon accueil et la bonne ambiance générale a entretenu le bon déroulement de cette thèse. Je remercie particulièrement Alice AUBERT, mon binôme de thèse, avec qui j'ai parcouru ces trois années finalement si rapidement. Synchronisée sur le même calendrier de thèse, Alice a toujours présenté une grande qualité d'écoute et de compréhension. Je lui en suis très reconnaissant.

Je remercie spécialement Lauriane, durant ces trois ans, elle a été à mes côtés, m'a conforté et réconforté à de nombreuses reprises. Elle a joué un rôle important pour passer moralement tout ce travail de thèse. Je ne peux éviter de remercier mes parents pour leur encouragement et leur confiance en moi. Ils ont suivi ce travail de loin, mais m'ont ainsi souvent permis de relativiser.

Je remercie aussi fortement Riccardo RIGON avec qui j'ai eu la chance de collaborer pendant près de quatre mois en Italie. J'ai ainsi rencontré quelqu'un de passionné par son travail, et son expérience a alimenté des discussions inspirantes. J'ai de plus pu interagir avec son excellent doctorant Giuseppe FORMETTA, son expérience de modélisateur hydrologique m'a beaucoup servi pour la suite. Son accueil chaleureux ainsi que celui de nombreuses autres personnes de l'université de Trento ont fait de ce séjour un des meilleurs moments de la thèse.

Table des matières

1	Introduction générale	1
1.1	Contexte général	1
1.2	Questions scientifiques et objectifs de la thèse	2
1.3	Plan de la thèse	2
1.4	Principales données utilisées	3
1.4.1	Une base de données hydrométriques régionale	3
1.4.2	Les données pluviométriques	4
1.4.3	Un cas d'étude breton	5
2	Éléments de modélisation hydrologique des bassins versants non jaugés	9
2.1	Un bassin versant, un système complexe	10
2.1.1	Unicité des bassins versants	10
2.1.2	Défi des bassins versants non jaugés	10
2.2	Régionalisation	11
2.2.1	Proximité géographique	12
2.2.2	Etude des principaux déterminants de la réponse hydrologique	14
2.2.3	De l'importance de la classification des bassins	17
2.3	Modélisation hydrologique à base géomorphologique	18
2.3.1	Pourquoi ce type de modèle ?	18
2.3.2	Principe général	18
2.3.3	Concept d'hydrogramme unitaire	19
2.3.4	Hydrogramme unitaire à base géomorphologique	20
2.3.5	Définition de la pluie nette	23
2.4	Conclusion	24
3	Inversion d'une fonction de transfert du réseau hydrographique et transposition d'hydrogramme	27
3.1	Description de l'approche	28
3.1.1	Fonction de transfert à base géomorphologique	28
3.1.2	Inversion de la fonction de transfert	30
3.1.3	Évaluation des simulations	33
3.2	Résultats de simulations	34

3.2.1	Application aux sous-bassins du Blavet et de l'Oust	34
3.2.2	Résultats du paramétrage de l'inversion	35
3.2.3	Échelle annuelle et pluriannuelle	37
3.2.4	Échelle événementielle	40
3.2.5	Conclusion	42
3.3	Mise en questions de l'approche	44
3.3.1	Débit de base	44
3.3.2	Vitesse d'écoulement	46
3.3.3	Conclusion	50
4	Approche régionale de la vitesse d'écoulement	51
4.1	Le paramètre vitesse	52
4.1.1	L'utilité d'une modélisation à base géomorphologique pour la question des bassins non jaugés	52
4.1.2	Le paramètre vitesse dans une modélisation à base géomorphologique	52
4.1.3	Estimation du paramètre vitesse au sein d'un bassin jaugé	53
4.1.4	Estimation du paramètre vitesse au sein d'un bassin non jaugé	54
4.1.5	Régionalisation du paramètre vitesse et son transfert vers des bassins non jaugés	55
4.2	Mise en œuvre de l'approche à l'échelle de la Bretagne	56
4.2.1	Une base de données régionale	56
4.2.2	Méthode d'estimation de la vitesse	58
4.3	Variabilité de la vitesse	60
4.3.1	Mise en évidence d'une vitesse caractéristique par bassin	61
4.3.2	Combien d'événements sont nécessaires à une estimation fiable de la vitesse ?	63
4.3.3	Variabilité spatiale de la vitesse	64
4.4	Déterminants de la vitesse médiane	65
4.4.1	Principaux déterminants	65
4.4.2	Déterminants secondaires	67
4.4.3	Mise en équation de la vitesse médiane	68
4.5	Analyse événementielle de la vitesse	71
4.5.1	Déterminants de la variabilité temporelle de la vitesse	72
4.5.2	Transposition de la vitesse vers des bassins non jaugés	74
4.6	Conclusion de l'approche régionale	75
4.6.1	Synthèse des travaux effectués	75
4.6.2	Réflexion sur l'estimation de la vitesse	76
5	Recherche d'un modèle minimal à base géomorphologique	79
5.1	La modélisation comme outil d'apprentissage	80
5.1.1	Approche de modélisation flexible	80
5.1.2	Utilité de l'approche pour les bassins non jaugés	81
5.2	Cadre d'une amélioration pas-à-pas	81
5.2.1	Description de la structure évolutive du modèle hydrologique	81
5.2.2	Tests d'hypothèses d'amélioration	86

5.2.3	Paramétrage	90
5.2.4	Matériel	92
5.3	Évaluations des fonctions de transfert	93
5.3.1	Résultats de calibration	93
5.3.2	Comparaison d'efficacité	96
5.3.3	Facilité de calibration	102
5.3.4	Classification ascendante hiérarchique	103
5.4	Conclusion	106
6	Inversion d'un modèle versant-réseau et transposition d'hydrogramme	109
6.1	Révision de l'approche d'inversion	110
6.1.1	Pourquoi redéfinir l'inversion ?	110
6.1.2	Principe de l'inversion revisitée	112
6.1.3	Mise en application de l'inversion revisitée	114
6.2	Nouvelle stratégie de calibration de l'inversion	117
6.2.1	Visualisation graphique	117
6.2.2	Stratégie de calibration	119
6.2.3	Analyse de sensibilité de l'inversion	119
6.3	Prise en compte du versant	126
6.3.1	Couple de bassins testés	126
6.3.2	Résultats de calibration	127
6.3.3	Résultats de simulations	129
6.4	Prise en compte de la variabilité de la pluie	133
6.4.1	Variabilité intra-bassins	133
6.4.2	Variabilité inter-bassins	137
6.5	Conclusion	144
7	La pluie nette, une variable transposable	147
7.1	Regard sur les chroniques de pluie nette	147
7.1.1	Pluie nette en pied de versant	148
7.1.2	Pluie brute amortie	150
7.2	Choix d'un bassin source en fonction d'un bassin cible	157
7.2.1	Comparaison des chroniques de pluie nette	158
7.2.2	Similarité physiographique des bassins	161
7.3	Transposition multiple de pluie nette	166
7.3.1	Stratégie	166
7.3.2	Cas des sous-bassins du Blavet et de l'Oust	167
7.3.3	Cas de la Baie de Saint-Brieuc	173
7.4	Conclusion	186
8	Conclusion	189
8.1	Cheminement de l'évolution méthodologique	189
8.2	Perspectives de l'approche actuelle	192

Annexes	213
A.1 Tableau complet des descripteurs de bassins	214
A.2 Tableau complet des corrélations entre la médiane des vitesses d'écoulement et les descripteurs de bassins	216
A.3 Tableau complet des corrélations entre les résidus de régression sur la médiane des vitesses d'écoulement et les descripteurs de bassins	218
A.4 Tableau complet des corrélations entre la médiane des temps de réponse et les descripteurs de bassins	220
A.5 Variabilité des valeurs de paramètres de modélisation du chapitre 5	222
A.6 Approche alternative à l'inversion d'un modèle versant/réseau	223
A.7 Qualités d'ajustement des simulations du chapitre 6	225

Table des figures

1.1	Carte des stations de la Banque HYDRO disponibles en Bretagne.	4
1.2	Représentation spatiale des différents points sur lesquels une pluie a été estimée au moyen de la méthode Antilope de Météo-France.	5
1.3	Organisation spatiale des cinq sous-bassins du Blavet et du sous-bassin de l'Oust.	6
1.4	Occupation du sol en proportion de la surface totale du bassin selon Corine Land Cover (2006) pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l'Oust.	7
1.5	Géologie en proportion de la surface totale du bassin pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l'Oust.	7
1.6	Cumul de pluie par année civile pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l'Oust calculé en moyenne sur l'étendue de chaque bassin à partir de la méthode d'interpolation AURELHY entre 2000 et 2009 (Météo-France).	8
2.1	Principe général de modélisation par succession d'une fonction de production et d'une fonction de transfert.	19
3.1	Principe de séparation de la fonction de production et de la fonction de transfert.	28
3.2	Construction de la fonction de densité de probabilité des longueurs hydrauliques.	29
3.3	Principe de la transposition d'hydrogramme d'un bassin vers un autre.	30
3.4	Organisation spatiale des six bassins d'études.	35
3.5	Carte des iso valeurs du critère de Nash selon les valeurs prises par les paramètres Ap et Tp en moyenne sur 64 événements simulés et sur chacun des six bassins étudiés.	36
3.6	Variabilité inter-annuelle et intra-annuelle du critère NSE de l'ensemble des simulations.	38
3.7	Simulations annuelles d'hydrogramme pour deux exemples de transpositions.	39
3.8	Simulations événementielles d'hydrogramme pour deux exemples de transpositions.	41
3.9	Exemple de simulations de Coët-Dan à Naizin vers Frémur à Guénin avec différente estimation de vitesse d'écoulement.	49
4.1	Carte des 85 bassins étudiés et localisation des trois bassins exemples sur la région Bretagne, France.	57

4.2	Distribution des 85 bassins étudiés suivant leur ordre de Strahler.	58
4.3	Exemple de résultats de détection de temps de montée pour le bassin du Frémur à Guénin.	60
4.4	▷ Carte animée au cours du temps des vitesses d'écoulement u_c estimées pour chaque événement et chaque bassin représenté par son centroïde.	61
4.5	Variabilité annuelle et saisonnière de la vitesse d'écoulement u_c sur les 3 bassins exemples.	61
4.6	Coefficients de variation de la vitesse d'écoulement u_c calculés entre les événements, entre les médianes annuelles et saisonnières.	63
4.7	Coefficient de variation calculé entre les médianes de 100 échantillons de la vitesse u_c et en fonction de la taille de ces échantillons pour les trois bassins exemples.	64
4.8	Variabilité spatiale de la vitesse médiane de l'ensemble des événements détectés.	65
4.9	Vitesse médiane des différents bassins en fonction de la longueur hydraulique moyenne.	67
4.10	Représentation de la mise en équation de la vitesse médiane d'écoulement V en fonction du logarithme de la longueur hydraulique moyenne \bar{x}_c	70
4.11	Comparaison de la valeur médiane de u_c estimée par la mesure à celle estimée par régression.	71
4.12	Valeurs du ratio G sur l'ensemble des événements, tous bassins confondus, en fonction du nombre d'événements précédents l'événement regardé.	74
4.13	Carte des erreurs effectuées en transposant le ratio $G = \frac{u_c(i)}{V}$ et la vitesse $u_c(i)$ en moyenne sur 348 événements.	75
4.14	Comparaison des vitesses d'écoulement des 6 bassins du Blavet et de l'Oust estimées par le temps de montée à celles estimées par calibration automatique du modèle 1F1U1P.	78
5.1	Cadre de modélisation présentant l'amélioration pas-à-pas d'une fonction de transfert implémentée dans un modèle pluie débit global.	82
5.2	Représentation graphique des différentes structures de modèles.	84
5.3	Exemple de calcul du coefficient de ruissellement sur le Coët-Dan à Naizin.	85
5.4	Hydrogramme unitaire de forme exponentiel utilisé pour la simulation du débit de base.	86
5.5	▷ Effet de la prise en compte d'une dispersion géomorphologique sur la forme de l'hydrogramme unitaire.	87
5.6	Exemple d'une carte de pluie se superposant aux zones isochrones du bassin de l'Ével à Guénin en utilisant la fonction de transfert 1F1U1P.	88
5.7	▷ Représentation graphique de la matrice de variabilité spatio-temporelle de la pluie en fonction de la carte de pluie animée au cours du temps sur l'Ével à Guénin (du 04/05/2008 14 :00 au 05/05/2008 04 :00 au pas de temps horaire).	89
5.8	Effet du paramètre $r = \frac{u_c}{u_h}$ sur les cartes isochrones à partir de la fonction de transfert 1F2U2P pour le bassin de l'Ével à Guénin.	90
5.9	Cumuls de pluie par année hydrologique (à compter du 1 ^{er} octobre) pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l'Oust calculés en moyenne à partir du jeu de données Antilope entre 2006 et 2012 (Météo-France).	93

5.10	▷ Variabilité des valeurs des paramètres obtenues par paramétrage sur les 13 périodes de calibration. L'animation PDF permet de parcourir cette variabilité pour chaque modèle.	96
5.11	Qualités d'ajustement des simulations évaluées par le critère KGE durant la période de calibration (du 01/10/2006 au 01/10/2010) et la période de validation (du 01/10/2010 au 01/10/2012).	97
5.12	Simulations d'hydrogramme sur Coët-Dan à Naizin du 01/10/2006 au 01/10/2010 à partir de différentes fonctions de transfert implémentées.	99
5.13	Qualités d'ajustement des simulations évaluées par le critère KGE durant les périodes de simulation de 2 mois (novembre-décembre et janvier-février) entre 2006 et 2012.	100
5.14	Simulations d'hydrogramme sur le Frémur à Pluméliau du 01/11/2007 au 01/01/2008 à partir de différentes fonctions de transfert implémentées.	101
5.15	Simulations d'hydrogramme sur l'Ével à Guénin du 01/11/2010 au 01/01/2011 à partir de différentes fonctions de transfert implémentées.	102
5.16	Simulations d'hydrogramme sur Coët-Organ à Quistinic du 01/05/2008 au 01/07/2008 partir de différentes fonctions de transfert implémentées.	102
5.17	Nombre d'itérations nécessaires pour la calibration de chaque modèle sur chaque bassin en moyenne sur les 13 périodes de calibration.	103
5.18	Heatmaps des qualités de simulation de chaque modèle en fonction des périodes de simulations, en moyenne sur les 6 bassins modélisés.	104
5.19	Heatmaps des qualités de simulation de chaque modèle en fonction des 6 bassins modélisés, en moyenne sur les périodes de simulations de 2 mois.	105
6.1	Principe d'une nouvelle approche d'inversion en comparaison à l'approche d'origine.	112
6.2	▷ Visualisation de l'effet de chacun des paramètres d'inversion sur la pluie nette estimée par inversion d'une fonction de transfert du réseau hydrographique et sur la convolution correspondante permettant de retrouver le débit source.	118
6.3	Représentation graphique des résultats d'analyses de sensibilité $(\frac{\mu_i^*}{\mu^*}, \frac{\sigma_i}{\sigma})$	123
6.4	Représentation de la densité des valeurs de $\frac{\mu_i^*}{\mu^*}$	124
6.5	Rangs de sensibilité de chaque paramètre de l'inversion représentés par la médiane des résultats de 12 analyses de sensibilité effectuée.	125
6.6	Variabilité des valeurs des paramètres de l'inversion obtenues par calibration des 12 périodes de simulations.	128
6.7	Qualité d'ajustement des simulations de calibrations d'inversion en moyenne par bassin et par type de modélisation.	129
6.8	▷ Efficience des simulations par transposition en moyenne sur l'ensemble des périodes de deux mois.	130
6.9	Heatmaps de la qualité d'ajustement en moyenne pour l'ensemble des transpositions et pour trois approches de modélisations.	132

6.10	▷ Qualités d’ajustement des simulations par transposition d’hydrogramme en moyenne sur l’ensemble des périodes de deux mois et en utilisant 2 modèles prenant en compte la variabilité spatio-temporelle de la pluie intra-bassin (1Frv1U1P et 1Frv2U2P) en comparaison à une modélisation unique du réseau (TF-network).	136
6.11	▷ Différence entre la moyenne des critères de KGE des simulations prenant en compte la variabilité spatio-temporelle intra-bassin de la pluie et la moyenne des critères de KGE ne la prenant pas en compte.	136
6.12	Heatmap de la qualité d’ajustement en moyenne pour l’ensemble des transpositions et pour deux approches de modélisations prenant en compte la variabilité de la pluie intra-bassin.	137
6.13	Variabilité de la qualité d’ajustement de l’ensemble des transpositions en fonction du paramètre N au sein du critère C de correction de pluie nette inter-bassins.	139
6.14	▷ Qualités d’ajustement des simulations par transposition d’hydrogramme en moyenne sur l’ensemble des périodes de deux mois.	140
6.15	Résultats de simulations pour le bassin de la Claie à Saint-Jean-Brévelay à partir d’une transposition d’hydrogramme du Coët-Organ à Quistinic.	141
6.16	▷ Différence entre la moyenne des critères de KGE des simulations prenant en compte la variabilité inter-bassins de la pluie et la moyenne des critères de KGE ne la prenant pas en compte.	142
6.17	Présentation d’une limite du facteur de correction C dans la prise en compte de la variabilité inter-bassins de la pluie nette.	143
6.18	Heatmaps de la qualité d’ajustement en moyenne pour l’ensemble des transpositions et pour quatre approches de modélisations prenant en compte la variabilité de la pluie inter-bassins.	144
6.19	▷ Différence entre la moyenne des critères de KGE des simulations obtenues à partir des modèles 1F1U1P, 1F2U2P, 1Frv1U1P, 1Frv2U2P et la moyenne des critères de KGE des simulations obtenues par une modélisation unique du réseau (TF-network).	145
7.1	Exemple de chroniques de pluie nette obtenues par inversion des fonctions de transfert de réseau pour les six bassins d’études du Blavet et de l’Oust.	149
7.2	Comparaison du cumul de pluie brute au cumul de pluie nette estimée par inversion des fonctions de transfert de réseau des six bassins d’études du Blavet et de l’Oust.	150
7.3	▷ Comparaison des chroniques de pluie nette estimée par inversion des fonctions de transfert de versant/réseau 1F2U2P des six bassins d’études du Blavet et de l’Oust, en comparaison des chroniques de pluie brute correspondante.	151
7.4	Comparaison du cumul de pluie brute et du cumul de pluie nette estimée par inversion des fonctions de transfert de versant/réseau 1F2U2P des six bassins d’études du Blavet et de l’Oust.	152
7.5	▷ Comparaison des chroniques de pluie nette obtenues par inversion entre les différentes approches de modélisation prenant en compte la variabilité de la pluie intra-bassin (1Frv1U1P et 1Frv2U2P) ou non (TF-network, 1F1U1P et 1F2U2P) pour les six bassins d’études du Blavet et de l’Oust.	153

7.6	Comparaison du cumul de pluie brute au cumul de pluie nette estimée par inversion des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust.	154
7.7	▷ Chroniques de pluie nette obtenues par inversion d'une fonction de transfert versant/réseau 1F2U2P des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust, puis corrigées pour être transposées vers d'autres bassins cibles.	155
7.8	Comparaison du cumul de pluie brute au cumul de pluie nette estimée par inversion d'un modèle versant/réseau 1F2U2P des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust, avec prise en compte d'un facteur de correction de la pluie inter-bassins.	157
7.9	Exemple de construction d'un dendrogramme à partir d'une matrice de dissimilarité (Abonyi & Feil, 2007).	159
7.10	Classifications ascendantes hiérarchiques effectuées sur les chroniques de pluie nette obtenues par inversion.	160
7.11	Classifications ascendantes hiérarchiques effectuées sur les chroniques de cumuls de pluie nette obtenues par inversion.	161
7.12	Classifications ascendantes hiérarchiques effectuées sur des descripteurs physiographiques et météorologiques des bassins du Blavet et de l'Oust.	163
7.13	Exemple de réorganisation d'une matrice de donnée d'après Bertin (1967) afin de révéler une structure plus logique.	165
7.14	▷ Transposition multiple de pluie nette vers l'Ével à Guénin.	167
7.15	▷ Transposition multiple de pluie nette vers le Coët-Dan à Naizin.	168
7.16	▷ Simulations d'hydrogramme vers trois bassins cibles à partir d'une combinaison de pluie nette des cinq autres bassins du Blavet et de l'Oust.	171
7.17	Résultats de simulations par combinaison de pluie nette sur les bassins du Blavet et de l'Oust pour 12 périodes de simulations de 2 mois (novembre-décembre et, mai-juin) entre 2006 et 2012.	173
7.18	Carte de la baie de Saint-Brieuc présentant les points de mesures (stations de la Banque HYDRO) et les points non jaugés à l'embouchure.	174
7.19	Simulations horaires à la confluence de l'Évron et du Gouessant.	177
7.20	Simulations horaires à l'embouchure de L'Urne.	178
7.21	Simulations au barrage du Gouët à Ploufragan.	179
7.22	Simulations journalières à l'embouchure de l'Ic et comparaison à une simulation de TNT2.	181
7.23	Simulations journalières à l'embouchure de L'Urne et comparaison à une simulation de TNT2.	182
7.24	Simulations journalières à la confluence de l'Évron et du Gouessant et comparaison à une simulation de TNT2.	182
7.25	Simulation à l'embouchure du Gouët et comparaison à une simulation de TNT2.	183
7.26	▷ Simulation de l'ensemble de l'eau douce s'écoulant dans la baie de Saint-Brieuc au pas de temps journalier.	185
8.1	Raisonnement suivi parmi les différentes approches possibles de transposition d'hydrogramme.	191

Liste des tableaux

1.1	Descriptif des bassins d'étude du Blavet et de l'Oust.	6
3.1	Valeurs de paramètres utilisés pour l'inversion et le paramétrage de la fonction de transfert.	36
3.2	Critères NSE obtenus par les simulations pluriannuelles et annuelles.	37
3.3	Médianes des critères d'ajustement des 64 simulations d'événements.	40
3.4	Médiane des critères NSE obtenus sur un ensemble de simulations événementielles avec et sans correction a posteriori du débit de base.	46
3.5	Médiane des critères NSE obtenus sur un ensemble de simulations événementielles et pour différentes estimations de la vitesse sur le bassin cible, avec et sans correction du débit de base.	48
4.1	Corrélation de Spearman entre la vitesse médiane d'écoulement et les différents descripteurs de bassins.	66
4.2	Corrélation de Spearman entre les résidus de la régression de la vitesse médiane d'écoulement et les différents descripteurs de bassins.	68
4.3	Résultats de régression du logarithme de la vitesse médiane d'écoulement en fonction du logarithme de la longueur hydraulique moyenne.	69
4.4	Résultats de régression du logarithme de la vitesse médiane d'écoulement en fonction des principaux déterminants identifiés de cette vitesse médiane.	70
4.5	Corrélation de Spearman entre la vitesse d'écoulement et différents descripteurs de chaque événement.	73
4.6	Corrélation de Spearman entre le temps de montée et les différents descripteurs de bassins.	77
5.1	Résumé des noms de fonction de transfert utilisés.	90
5.2	Gamme de variation des paramètres (min/max) utilisée pour la calibration de chaque modèle.	92
5.3	Valeurs des paramètres obtenues par calibration pour chaque modèle, en valeur médiane sur l'ensemble des périodes de simulations.	95
6.1	Gammes de valeurs des paramètres d'inversion utilisées pour les analyses de sensibilité.	121

6.2	Gammes de valeurs des paramètres d'inversion utilisées pour le paramétrage de l'inversion.	126
7.1	Tableau de valeurs des paramètres d'inversion pour tous les bassins de la baie de Saint-Brieuc.	175
7.2	Transpositions effectuées (symbolisées dans le tableau par un "x") pour la modélisation de la baie de Saint-Brieuc.	176

Introduction générale

Sommaire

1.1	Contexte général	1
1.2	Questions scientifiques et objectifs de la thèse	2
1.3	Plan de la thèse	2
1.4	Principales données utilisées	3
1.4.1	Une base de données hydrométriques régionale	3
1.4.2	Les données pluviométriques	4
1.4.3	Un cas d'étude breton	5

1.1 Contexte général

Définition d'un bassin versant non jaugé Un bassin versant non jaugé est un bassin où les mesures hydrologiques sont insuffisantes (tant en termes de quantité que de qualité) pour permettre le calcul d'une variable hydrologique d'intérêt à une échelle spatiale et temporelle appropriée, et à une précision acceptable pour des applications pratiques (Sivapalan et al., 2003b; Hrachowitz et al., 2013). Par exemple, un bassin sera considéré comme étant non jaugé lorsque la variable d'intérêt a été mesurée à une résolution insuffisante ou sur une durée trop courte pour permettre la compréhension naturaliste d'un fonctionnement ou le calage d'un modèle. Cette variable d'intérêt peut être une mesure de précipitation, de débit, de taux d'érosion, de concentration de sédiments dans les cours d'eau, etc. Ainsi, la notion de "non jaugé" est relative à la variable d'intérêt et chaque bassin peut donc, d'une certaine façon, être considéré comme étant non jaugé. Cependant, au sein de ce mémoire, la variable d'intérêt sera limitée au débit, et un bassin versant sera considéré comme étant non jaugé lorsque la quantité ou la qualité de la mesure du débit à l'exutoire est insuffisante.

L'importance de la mesure de débit En dépit du coût nécessaire à sa mesure, la donnée de débit est une donnée de base sur laquelle les hydrologues ont développé, au fil des années, des connaissances et des outils de gestion. Elle est une donnée essentielle à la gestion de l'eau

au sein d'un bassin : compréhension, modélisation, diagnostic, exploration de scénarios, aide à la gestion (ouvrages, risques, territoires).

L'enjeu des bassins versants non jaugés L'acquisition d'une mesure de débit nécessite un investissement matériel et humain sur une durée de plusieurs mois à plusieurs années. En effet, la donnée de débit est le plus souvent la traduction d'une mesure de hauteur d'eau dans le cours d'eau, à travers l'utilisation d'une courbe de tarage. Cette dernière, pour être fiable, doit couvrir une large variabilité de situations (points en/hors crues, points en période de hautes/basses eaux). Le temps et les moyens nécessaires ne peuvent donc être toujours satisfaits. De ce fait, le premier enjeu est, lorsque l'investissement est apporté, de chercher à maximiser l'exploitation de la mesure et plus généralement l'acquisition de connaissances capitalisables en ce point sur le fonctionnement du système. Le deuxième enjeu est ensuite de chercher à généraliser la connaissance acquise en un point pour qu'elle soit utile en d'autres points.

1.2 Questions scientifiques et objectifs de la thèse

Ce travail a pour but de faciliter la transposition d'une donnée hydrologique depuis un ou des sites instrumentés vers d'autres points d'intérêts non instrumentés, correspondant à des bassins voisins ou emboîtés, pour lesquels cette donnée n'est pas disponible (ou seulement partiellement). L'approche se base sur l'observation de chroniques de débit, et estime par modélisation hydrologique à base géomorphologique une variable hydrologique indépendante de l'échelle d'observation (pluie nette) afin de permettre sa transposition entre bassins versants. Ce travail s'inscrit dans la continuité de plusieurs travaux antérieurs (Cudennec, 2000; Boudhraâ, 2007; Boudhraâ et al., 2006, 2009), qui ont permis d'estimer cette pluie nette grâce à une inversion de la fonction de transfert du réseau hydrographique. Appliquée dans un contexte semi-aride tunisien, cette méthode est ici reprise et appliquée sous le climat océanique breton afin, d'une part, de rendre compte de son applicabilité dans un contexte différent, et d'autre part, de rechercher à l'améliorer. Les enjeux méthodologiques s'inscrivent dans le cadre de la problématique PUB (Prediction in Ungauged Basins). Ce thème emblématique de l'AISH—Association Internationale des Sciences Hydrologiques— (Sivapalan et al., 2003b; Hrachowitz et al., 2013) pour la décennie 2003-2012 est cette année succédé par la décennie 2013-2022 "Panta Rhei—Everything Flows" (Montanari et al., 2013).

1.3 Plan de la thèse

Le mémoire est organisé en huit chapitres.

Le chapitre 2 présente une synthèse des principales solutions proposées par la communauté scientifique pour répondre à l'absence de mesures de débit. Ce chapitre contextualise l'originalité de l'approche proposée par la thèse, ainsi que les principes qui ont influencé sa construction et son évolution au fil du travail.

Le chapitre 3 traite de l'application de la méthode proposée en Bretagne. À travers plusieurs procédés d'évaluation, il identifie et critique l'efficacité de la méthode et aboutit à la

construction d’hypothèses ayant pour but d’améliorer les simulations. Ce chapitre se base sur un jeu de 6 bassins versants permettant d’explorer différentes configurations spatiales.

Le chapitre 4 explore une première piste d’amélioration du modèle identifiée dans le chapitre 3, à savoir l’estimation du paramètre vitesse d’écoulement dans la modélisation en l’absence de mesures permettant sa calibration. Ce chapitre utilise un jeu de données consolidé sur l’ensemble de la région Bretagne à partir de la base de la donnée nationale de la Banque HYDRO.

Les limites de la méthodologie identifiées dans le chapitre 3 ont conduit à une révision de l’approche à travers une modélisation intégrant le versant en plus d’une simple modélisation du réseau hydrographique. Cependant, afin de conserver une modélisation simple et robuste, le chapitre 5 présente la recherche d’une fonction de transfert minimale à travers l’argumentation du bénéfice de chaque niveau de complexité supplémentaire.

En se basant sur le modèle hydrologique ainsi identifié, le chapitre 6 cherche à améliorer les transpositions d’hydrogrammes en considérant l’effet du versant et la variabilité spatio-temporelle de la pluie.

Le chapitre 7 revisite les chapitres précédents à travers une analyse des chroniques de pluie nette, variable de transfert utilisée entre les bassins. Ces chroniques de pluie nette sont comparées entre approches de modélisation afin d’évaluer les changements, et entre bassins afin d’évaluer la transposabilité. Pour finir, ces chroniques de pluie nette de plusieurs bassins sont combinées afin de profiter du maximum de mesures disponibles et d’évaluer une incertitude relative de chacune des approches de modélisation.

Pour finir, le chapitre 8 retrace le cheminement scientifique suivi au cours de ce travail et discute de l’intérêt de l’évolution de l’approche proposée en fonction de la donnée disponible et de la connaissance hydrologique des bassins modélisés. Enfin, il met en relief les perspectives futures de l’approche compte tenu des limites identifiées au cours des chapitres précédents.

1.4 Principales données utilisées

1.4.1 Une base de données hydrométriques régionale

La transposition d’informations d’un point source vers un point cible est directement limitée par la présence ou non d’un bassin source. Ainsi, pour ce travail les mesures de débit utilisées sont extraites de la Banque HYDRO (www.hydro.eaufrance.fr). Il s’agit d’une banque de données nationale stockant les mesures de hauteur d’eau (au pas de temps variable) pour un ensemble de stations de mesure implantées sur les cours d’eau français. Outre ces mesures, cette banque de données donne accès aux données signalétiques de chaque station telles que sa finalité, sa localisation précise, sa qualité de mesures. Cette base de données a été interrogée sur l’ensemble des stations de mesures bretonnes (120 stations, surfaces drainées de 5.9 km² à 10100 km²) afin d’obtenir un jeu de données régionales de mesures de débit entre 1990 et 2012. Les données extraites au pas de temps variable sont ensuite traduites au pas de temps horaire par interpolation linéaire. La figure 1.1 cartographie les exutoires de ces stations de jaugeage et permet de visualiser le fait qu’une large base de données est disponible sur l’ensemble de la Bretagne, laissant ainsi entrevoir un potentiel important de transpositions possibles.

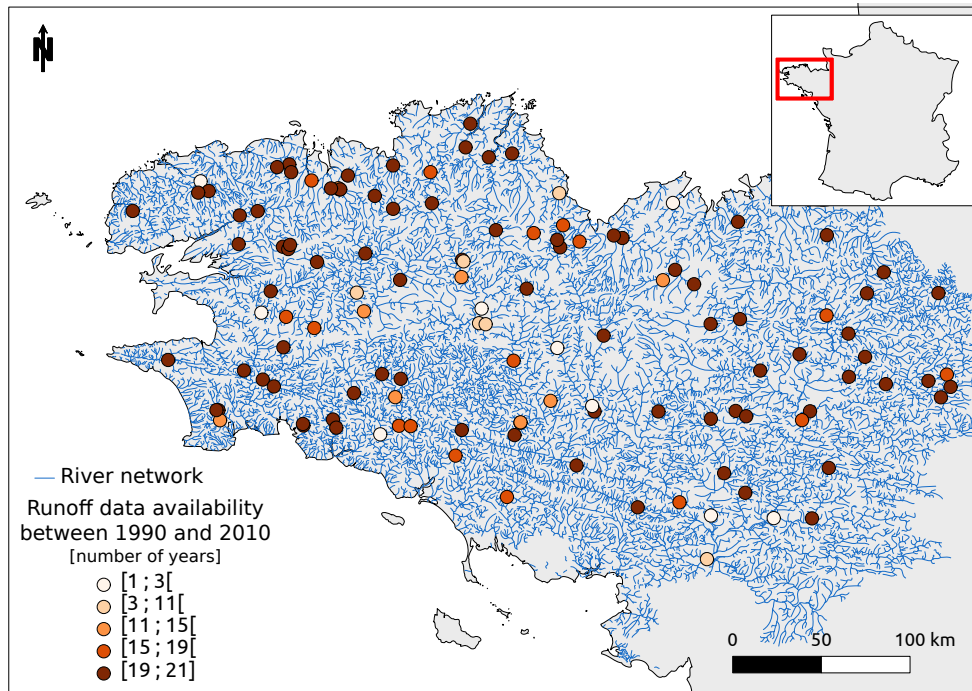


FIGURE 1.1 – Carte des stations de la Banque HYDRO disponibles en Bretagne. Les exutoires des bassins sont colorés graduellement suivant le nombre d'années de mesures disponibles entre 1990 et 2010.

1.4.2 Les données pluviométriques

Plusieurs sources de données de pluie sont utilisées au cours de la thèse. Dans un but illustratif et non de modélisation, le chapitre 3 utilise des données ponctuelles pluviométriques environnant les bassins étudiés.

Lorsque l'objectif est de caractériser la pluviométrie de la région Bretagne, comme dans le chapitre 4, la donnée utilisée est une carte de pluie Météo-France construite sur la méthode d'interpolation *AURELHY* pour "Analyse Utilisant le RELief pour l'HYdrométéorologie" (Benichou & Le Breton, 1987). Il s'agit d'une méthode statistique d'interpolation de champs météorologiques avec prise en compte automatique de l'influence du relief. Une seule carte de pluie caractérisant la pluviométrie moyenne annuelle entre 2000 et 2009 sur l'ensemble de la Bretagne est ici utilisée.

La prise en compte de la pluie dans la modélisation se base sur une donnée de pluie plus fine mais aussi plus restreinte en termes de disponibilité spatiale et temporelle. En effet, les chapitres 5, 6 et 7 utilisent les données de pluie *ANTILLOPE* (ANalyse par spaTiaLisation hOraire des PrECipitations) fournies par Météo-France (Laurantin, 2008; Champeaux et al., 2009). Ces données combinent l'information spatiale des radars météorologiques à l'information ponctuelle apportée par les pluviomètres afin de produire une carte de pluie horaire à une résolution de 1 km. Ces cartes de pluie ont été rendues disponibles par Météo-France dans le cadre de la thèse pour décrire la pluviométrie de six bassins d'études (cf. partie 1.4.3) entre juillet 2006 et décembre 2012. La densité de points de mesures de cette information

pluviométrique est illustrée par la figure 1.2.

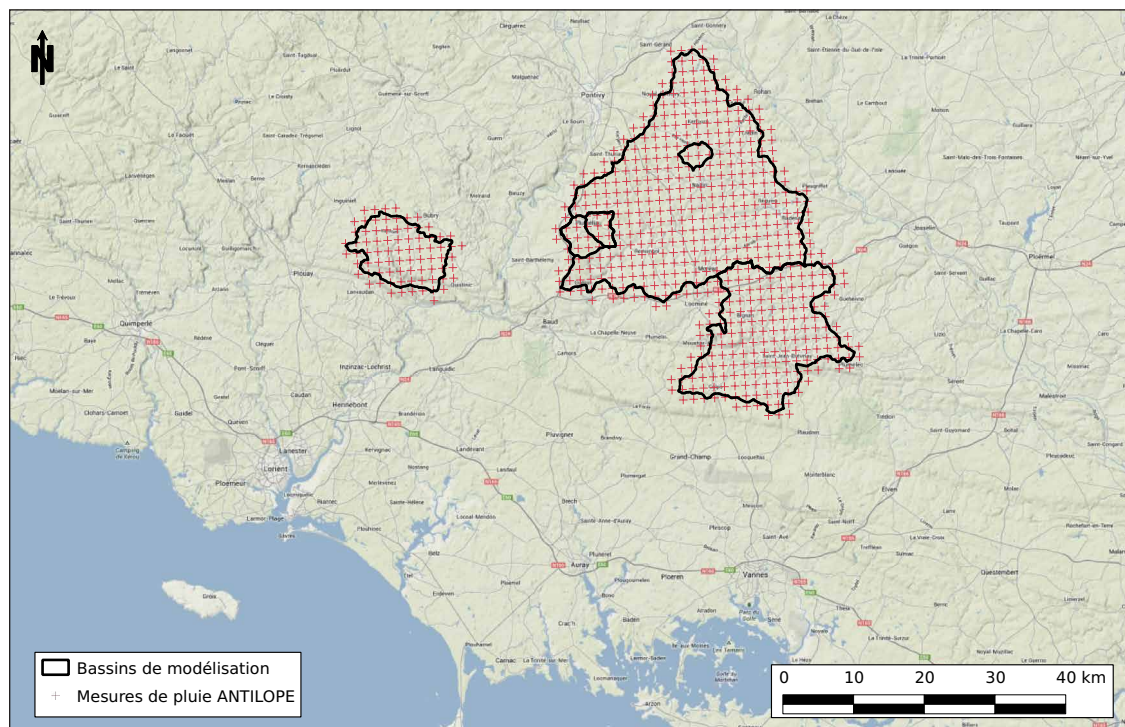


FIGURE 1.2 – *Représentation spatiale des différents points sur lesquels une pluie a été estimée au moyen de la méthode Antilope de Météo-France. Fond cartographique 2013 ©Google.*

1.4.3 Un cas d'étude breton

Aux données de la Banque HYDRO s'ajoutent les données produites par l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) AgrHys (http://www7.inra.fr/ore_agrhys) piloté par l'UMR 1069 SAS (Molénat & Gascuel-Oudou, 2002; Molénat et al., 2005, 2008; Morel et al., 2009; Gascuel-Oudou et al., 2010; Rouxel et al., 2011; Aubert et al., 2013a). Ainsi les données débit collectées sur l'un des bassins de cet ORE, à savoir le ruisseau du Coët-Dan à Naizin (Kervidy), ont également été exploitées, permettant ainsi d'étudier son rôle de bassin source de connaissances vis-à-vis de l'hydrologie de la région.

Autour de cet ORE, quatre sous-bassins du Blavet et un sous-bassin de l'Oust ont été choisis pour tester plus en détail l'approche (figure 1.3 et tableau 1.1). Ainsi, six bassins seront particulièrement considérés au sein des différents chapitres de ce mémoire : ce sont les bassins du Coët-Dan à Naizin (CN, 4.9 km²), du Frémeur à Guénin (FG, 15.1 km²), du Frémeur à Pluméliau (FP, 5.8 km²), du Coët-Organ à Quistinic (CQ, 47.7 km²), de la Claire à Saint-Jean-Brévelay (CS, 137 km²) et de l'Ével à Guénin (EG, 316 km²).

Main basin	Oust	Blavet	Blavet	Blavet	Blavet	Blavet
River's name	Claie	Coët-Dan	Coët-Organ	Evel	Frémour	Frémour
Outlet's city	Saint-Jean-Brévelay	Naizin	Quistinic	Guénin	Guénin	Plumélia
Abbreviation	CS	CN	CQ	EG	FG	FP
Area (km ²)	137.0	4.9	47.7	316.0	15.1	5.9
Min elevation (m)	43	94	40	37	63	65
Max elevation (m)	181	136	170	162	151	127
Lower quartile DEM cell slope (°)	2.8	1.9	3.0	2.3	2.9	2.9
Mean DEM cell slope (°)	5.5	2.9	7.2	4.3	5.2	5.0
Upper quartile DEM cell slope (°)	7.1	3.8	9.4	5.5	6.6	6.5
Total stream length (km)	137.0	3.7	43.1	294.5	18.4	7.9
Main stream length (km)	23.9	2.4	11.5	39.5	4.9	3.8
Mean hillslope length (m)	521	569	561	529	433	389
Last order stream slope (°)	0.24	0.38	0.18	0.15	1.19	0.68
Last order stream gradient (m·m ⁻¹)	0.11	0.35	0.11	0.08	0.43	0.58
KG Gravelius	1.83	1.33	1.55	1.61	1.34	1.38
Drainage density (km·km ⁻²)	1.02	0.63	0.95	0.93	1.17	1.17
Max Strahler order	4	2	4	4	3	2

TABLE 1.1 – *Descriptif des bassins d'étude du Blavet et de l'Oust (extrait des descriptions de bassins du chapitre 4).*

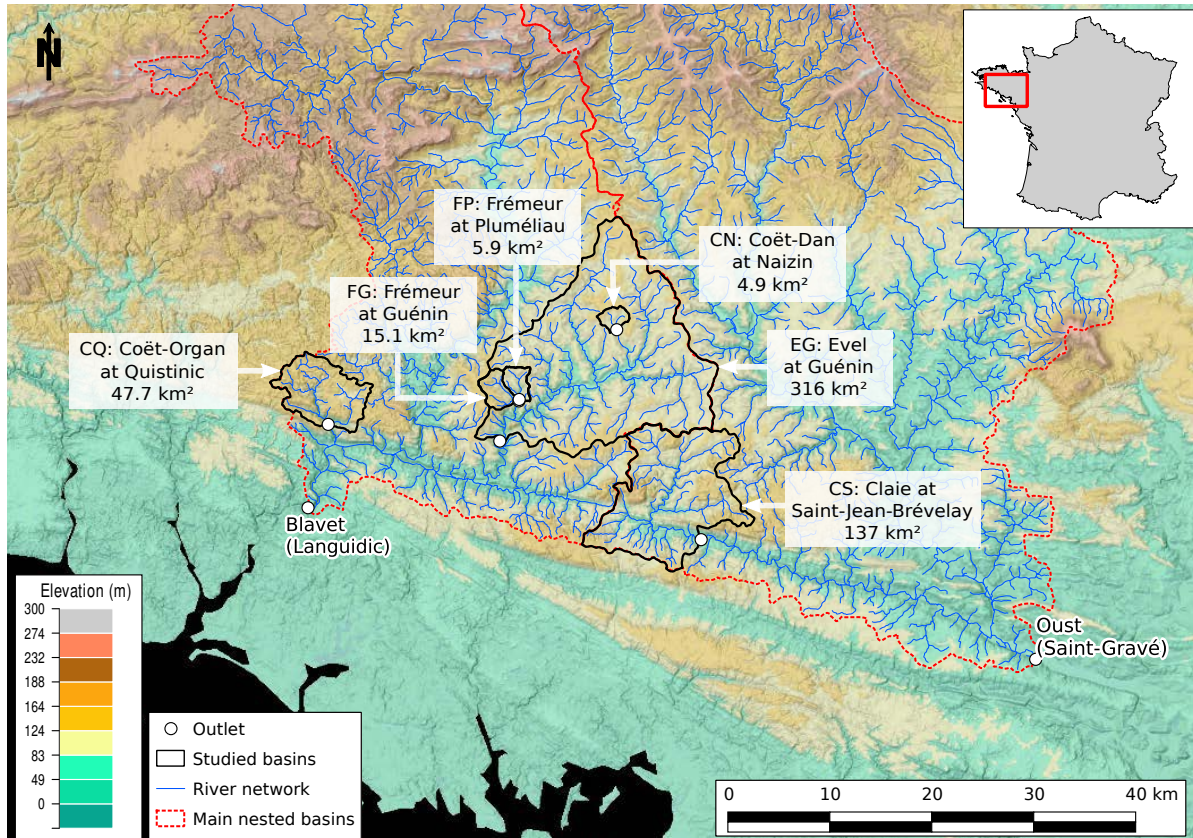


FIGURE 1.3 – *Organisation spatiale des cinq sous-bassins du Blavet et du sous-bassin de l'Oust.*

Le bassin du Blavet et ses sous-bassins sont très largement agricoles (figure 1.4) avec une couverture en terre agricole bien souvent supérieure à 80 % au regard de la cartographie de l'occupation du sol CORINE Land Cover de 2006 (European Environment Agency, 2007). Le bassin du Coët-Organ à Quistinic quant à lui se distingue par une couverture forestière légèrement supérieure (27 % contre 3 % en moyenne sur le Blavet et 15 % sur la Claie).

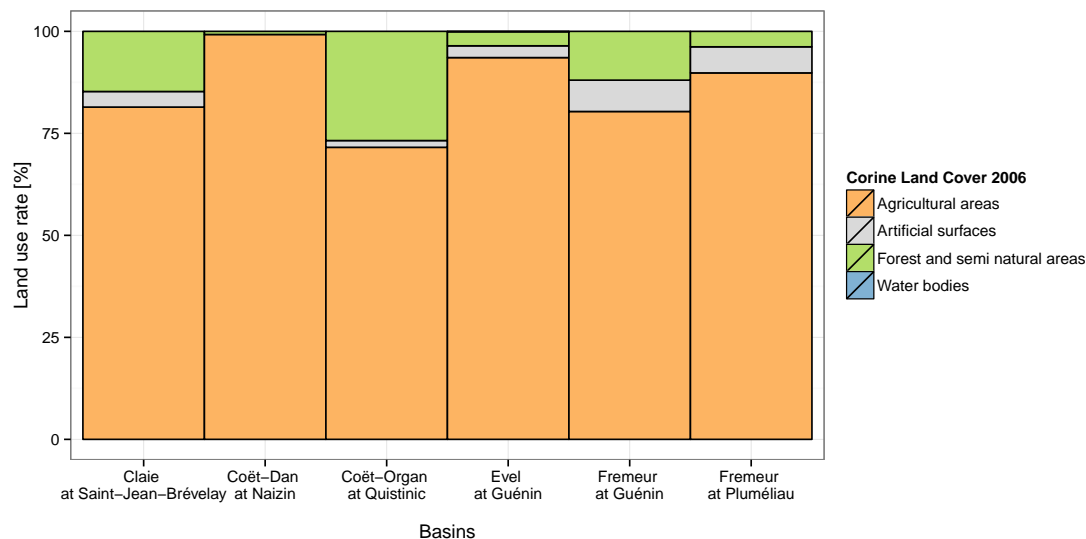


FIGURE 1.4 – Occupation du sol en proportion de la surface totale du bassin selon Corine Land Cover (2006) pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l'Oust.

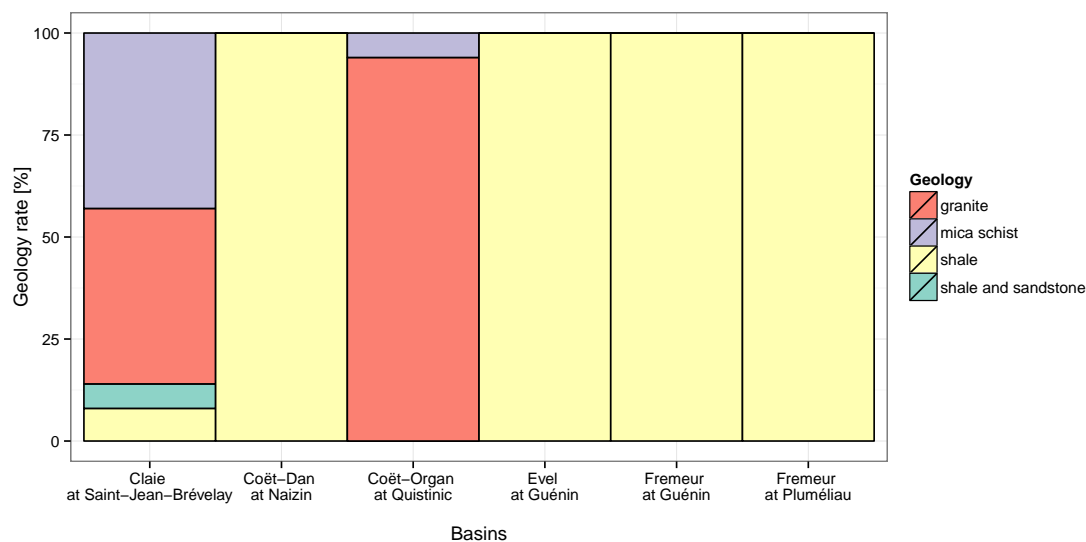


FIGURE 1.5 – Géologie en proportion de la surface totale du bassin pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l'Oust.

La géologie du bassin du Blavet, et par conséquent de ses sous-bassins, est très homogène et se constitue de schistes. Le bassin du Coët-Organ à Quistinic est quant à lui situé en majeure partie sur un socle granitique tandis que le bassin de la Claie à Saint-Jean-Brévelay montre une géologie plus variée mêlant granites, schistes et micaschistes (figure 1.5).

A partir de la carte de pluie AURELHY (cf. partie 1.4.2), un cumul moyen annuel de 971 mm est obtenu en moyenne sur le Blavet (minimum de 915 mm pour le bassin du Coët-Dan à Naizin et maximum de 1085 mm pour le FrémEUR à Guénin). Le sous-bassin de l'Oust, à savoir la Claie à Saint-Jean-Brévelay, présente une pluviométrie similaire (1057 mm) tandis que le bassin du Coët-Organ affiche un cumul annuel sensiblement supérieur avec 1270 mm (Figure 1.6).

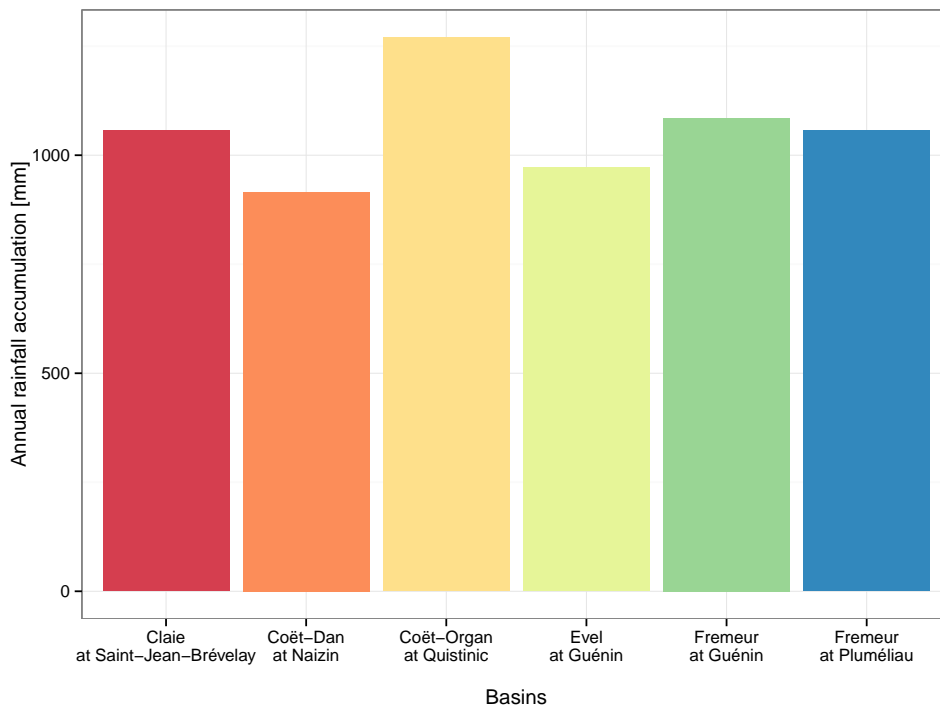


FIGURE 1.6 – *Cumul de pluie par année civile pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l'Oust calculé en moyenne sur l'étendue de chaque bassin à partir de la méthode d'interpolation AURELHY entre 2000 et 2009 (Météo-France).*

Éléments de modélisation hydrologique des bassins versants non jaugés

Sommaire

2.1	Un bassin versant, un système complexe	10
2.1.1	Unicité des bassins versants	10
2.1.2	Défi des bassins versants non jaugés	10
2.2	Régionalisation	11
2.2.1	Proximité géographique	12
2.2.2	Etude des principaux déterminants de la réponse hydrologique	14
2.2.2.1	Approche par régression	14
2.2.2.2	Recherche d'un bassin similaire hydrologiquement	15
2.2.3	De l'importance de la classification des bassins	17
2.3	Modélisation hydrologique à base géomorphologique	18
2.3.1	Pourquoi ce type de modèle ?	18
2.3.2	Principe général	18
2.3.3	Concept d'hydrogramme unitaire	19
2.3.3.1	Principe	19
2.3.3.2	Hypothèses simplificatrices	20
2.3.4	Hydrogramme unitaire à base géomorphologique	20
2.3.4.1	Son concept	20
2.3.4.2	Son identification	21
2.3.4.3	Son évolution	22
2.3.5	Définition de la pluie nette	23
2.4	Conclusion	24

2.1 Un bassin versant, un système complexe

2.1.1 Unicité des bassins versants

La complexité du fonctionnement des bassins versants est la source majeure des difficultés de la modélisation hydrologique. En effet, ce travail de modélisation doit faire face aux grandes hétérogénéités et variabilités dans l'espace et dans le temps que présente chaque bassin versant (Beven et al., 1988; Robinson et al., 1995; Blöschl & Sivapalan, 1995; Beven, 2000; McDonnell, 2003; Sivapalan, 2003; Troch et al., 2009). Cette complexité est la cause d'une difficulté d'observation, de compréhension et d'explication des processus, et se manifeste à toutes les échelles de description du bassin versant. Comme le résumait McDonnell et al. (2007), elle s'étend de la plus fine porosité du sol à l'organisation d'écoulements préférentiels. De nombreuses études ont ainsi révélé une incroyable complexité des voies de circulation de l'eau lors de son infiltration dans le sol. De plus, celle-ci se combine à l'hétérogénéité des couverts végétaux, à la distribution de leurs racines dans le sol et à leur mécanisme d'absorption de l'eau. À une échelle plus large, l'hétérogénéité géologique, dont la topographie et la composition de la roche mère, a un rôle important dans la réponse du bassin. À cette même échelle s'ajoute la complexité spatiale de l'humidité du sol et de l'écoulement des eaux souterraines. Puis se superpose l'hétérogénéité spatio-temporelle des précipitations et de la fonte des neiges.

Cette liste non exhaustive illustre la multiplicité des processus coexistant à différentes échelles spatiales et temporelles. Ainsi chaque bassin versant est unique (Beven, 2000), dans le sens où sa réponse hydrologique résulte de critères physiographiques et climatiques uniques, ainsi que d'une histoire et de conditions initiales qui lui sont propres. De ce fait, la réponse exacte sera différente d'un bassin à l'autre, et ce, même sous des conditions similaires. Comment alors résoudre le problème de la modélisation des bassins non jaugés ?

2.1.2 Défi des bassins versants non jaugés

De nombreux travaux s'appliquent à caractériser cette forte hétérogénéité spatiale et cette complexité de processus à travers l'exploration de plus en plus de bassins et de situations hydroclimatiques. Cependant, la capacité à généraliser ces connaissances en des points non jaugés pose problème. En effet, si chaque bassin versant est unique, alors comment généraliser une mesure ou un principe de modélisation construit sur un autre bassin et accéder à l'information souhaitée ? D'une certaine manière, cette question rejoint celle de la prédictabilité et de ses limites (Blöschl, 2006). Un modélisateur, même en contexte jaugé, ne pourra jamais modéliser l'entière complexité de son bassin. Il construit alors des hypothèses simplificatrices de fonctionnement par la recherche de lois gouvernant l'ensemble de son système, et ce même si chaque versant de son bassin est unique. De la même manière, mais à une échelle plus large, à savoir celle de plusieurs bassins versants, le modélisateur en contexte non jaugé recherche également des hypothèses simplificatrices de fonctionnement, et ce, même si chaque bassin versant est unique. Il manifeste alors son besoin de généralisation de la connaissance produite sur chacun d'eux.

Ainsi, Sivapalan (2005) appelle notamment à une unification des théories et des lois caractérisant l'hydrologie des bassins versants. De même, McDonnell et al. (2007) pointent le besoin d'une nouvelle approche de la recherche afin de faire face à la problématique PUB (Sivapalan et al., 2003b). Cette nouvelle approche ne doit pas se baser sur un recours systématique à la calibration permise aujourd'hui par l'augmentation de la puissance de calcul, et qui rend son application en contexte non jaugé impossible, mais plutôt sur un apprentissage systématique par l'observation et la mesure. Plutôt que de toujours rechercher une amélioration de la précision des modèles, il apparaît donc nécessaire de s'atteler à la recherche et au test de nouvelles théories. Cela peut se faire en multipliant les sites de mesures afin de diversifier les situations et ainsi mieux caractériser cette variabilité naturelle (McDonnell et al., 2007; Soulsby et al., 2008). De plus, Tetzlaff et al. (2008a) insistent sur le besoin d'une meilleure conceptualisation de l'hydrologie de bassin versant afin de comprendre comment et pourquoi chaque bassin réagit dynamiquement au cours du temps (Wagener et al., 2007). Ceci passe notamment par le besoin de repérer les processus dominants à l'échelle du bassin versant (eg. Buttle (2006)) et ainsi repérer ce qui fait sa particularité par comparaison à d'autres. L'objectif est de permettre d'extrapoler et de généraliser d'un point vers un autre, d'une échelle à une autre.

Ainsi, les deux parties suivantes s'attacheront d'une part à faire la synthèse des méthodes de transfert d'informations hydrologiques d'un site jaugé vers un site non jaugé par des méthodes dites de "régionalisation", et d'autre part à présenter une méthode de modélisation générique adaptée à la modélisation des bassins versants non jaugés, à savoir la modélisation à base géomorphologique.

2.2 Régionalisation

Définition La définition de la régionalisation varie suivant les auteurs. Ainsi, l'objectif d'une régionalisation peut être l'extrapolation de données hydrométriques, la classification des bassins ou l'élaboration de relations statistiques avec des propriétés mesurables sur des bassins non jaugés (He et al., 2011).

Que peuvent nous dire les bassins voisins ? Les méthodes de régionalisation sont utilisées pour estimer de nombreuses variables hydrologiques. Ainsi, les bassins voisins d'un bassin non jaugé peuvent servir à estimer les crues centennales (Skøien et al., 2006; Viviroli et al., 2009), des caractéristiques de débit (Castiglioni et al., 2011), ou évaluer la qualité de l'eau (Wolock et al., 2004). Ces méthodes permettent également d'estimer des séries temporelles telles que le débit annuel (Sauquet et al., 2000), journalier (Archfield & Vogel, 2010) ou horaire (Skøien & Blöschl, 2007; Andréassian et al., 2012). Enfin, les méthodes de régionalisation sont également très largement utilisées pour estimer les paramètres d'un modèle hydrologique appliqué à un bassin non jaugé où par conséquent une calibration est impossible (Vandewiele & Elias, 1995; Merz & Blöschl, 2004; Parajka et al., 2005; Yadav et al., 2007; Buytaert & Beven, 2009). Göttinger & Bárdossy (2007) y voient, de plus, un avantage relatif à l'incertitude du paramétrage puisque la calibration ne se base pas seulement sur les performances du modèle, mais également sur une approche hydrologique cohérente.

Familles d’approches Deux grandes familles d’approches sont généralement définies dans la littérature (He et al., 2011) : celle basée sur l’étude des distances entre bassins (distance physique ou hydrologique) et celle basée sur la construction d’une régression. Cette classification est avant tout méthodologique, et regroupe notamment les calculs de distances physiques et hydrologiques entre bassins qui, bien que basés sur les mêmes équations, poursuivent des idées assez différentes. On propose ici une autre classification basée sur les concepts eux-mêmes et regroupant les approches suivant leur manière de définir une similarité hydrologique. Ainsi, les approches de régionalisation peuvent être classées en deux grandes catégories :

1. celles qui sont basées sur une analyse spatiale comme la distance géographique séparant les bassins et où la similarité hydrologique est en partie implicite,
2. celles qui sont basées sur une description des bassins permettant de donner une définition des bassins hydrologiquement similaires ou d’établir directement une régression avec la variable recherchée.

Ces approches sont décrites dans les deux parties 2.2.1 et 2.2.2 qui suivent.

2.2.1 Proximité géographique

La distance géographique séparant deux bassins peut être considérée comme un indicateur raisonnable de similarité hydrologique (Blöschl, 2005). La distance euclidienne séparant les deux bassins est souvent utilisée. Cette approche par proximité spatiale se justifie sur des bases implicites et explicites (Oudin et al., 2010; Randrianasolo et al., 2011) :

Bases explicites Les bassins voisins partagent un climat commun et des caractéristiques physiographiques proches, ce qui implique un fonctionnement hydrologique similaire.

Bases implicites Les bassins voisins partagent également des caractéristiques non observables et non quantifiables (paramètre souterrain, attributs géologiques), qu’il est souvent impossible à inclure dans des approches basées sur une similarité hydrologique.

Ainsi, Vandewiele & Elias (1995) transposent les paramètres d’un modèle à partir de quelques bassins les plus proches et obtiennent de bons résultats pour 44% des 75 bassins belges étudiés. Merz & Blöschl (2004) montrent qu’utiliser la moyenne des paramètres des bassins directement en amont et en aval permet d’obtenir des résultats meilleurs qu’avec d’autres méthodes de régionalisation comme le krigeage ou les régressions (cf. partie 2.2.2.1). Dans l’analyse des fréquences d’inondation, Merz & Blöschl (2005) concluent que la proximité géographique d’un bassin est un meilleur indicateur que celui que l’on peut construire sur des attributs de bassins.

Randrianasolo et al. (2011) effectuent des prévisions d’ensemble en bassins non jaugés à partir d’un jeu de 211 bassins français et en transférant les paramètres des bassins voisins. Ils démontrent qu’il est possible d’obtenir des prévisions acceptables en contexte non jaugé grâce à cette approche. La performance est d’autant meilleure que le nombre de voisins augmente (de 1 à 20 bassins sources), et que le meilleur bassin source se situe en moyenne à 18 km du bassin cible. Randrianasolo et al. (2011) ont également effectué des transpositions directes de mesures de débit des bassins voisins aux bassins cibles, mais il en résulte des simulations de faible qualité.

Similairement à Merz & Blöschl (2004), Parajka et al. (2005) observent seulement une légère diminution de la performance de leur modèle en excluant de la régionalisation les bassins

emboîtés les plus proches. Ainsi, ils mettent en évidence que la performance de l'approche n'est pas seulement due au partage d'un même territoire drainé. Une certaine similarité hydrologique peut donc dépasser les limites de bassins. Cette similarité met en évidence l'existence de variables de contrôle hydrologique qui changent lentement dans l'espace géographique. Ce n'est cependant pas toujours le cas, et certains auteurs rapportent une plus forte variabilité hydrologique et de faibles performances dans la régionalisation.

En effet, dans la plupart des études basées sur la distance géographique, les descripteurs physiographiques ou climatiques ne sont pas pris en compte car il est supposé que la distance géographique joue un rôle prépondérant. Cependant, comme le suggèrent Sawicz et al. (2011) la similarité hydrologique examinée par proximité spatiale reflète une similarité d'autres caractéristiques. Or ces caractéristiques peuvent changer brusquement dans l'espace, ce qui peut rendre l'approche par proximité spatiale inefficace. Par exemple, McIntyre et al. (2005) obtiennent les résultats les moins bons en utilisant le plus proche voisin comme indicateur de la géologie au Royaume-Uni, celle-ci pouvant changer rapidement entre bassins voisins.

En utilisant un sous-ensemble de leur jeu de bassins, Parajka et al. (2005) montrent que la régionalisation des paramètres de leur modèle, au regard d'une proximité spatiale, conduit à de faibles performances de simulations dans les Hautes Alpes et dans certains terrains bas. Ils en concluent que la variabilité de la réponse hydrologique est particulièrement importante sur ces régions. De même, Ali et al. (2012) démontrent à partir de 36 bassins écossais qu'une proximité spatiale n'est pas nécessairement synonyme d'une similarité hydrologique. Patil & Stieglitz (2012) qualifient également la prédictabilité des bassins en termes de débit journalier suivant la région dans laquelle se situe chaque bassin et à partir de l'efficacité d'interpolation spatiale entre bassins voisins.

Certains auteurs ont tenté d'affiner ces transferts de paramètres à partir de méthodes d'interpolation spatiale, telle que le krigeage ou en utilisant une pondération des bassins sources par l'inverse de leur distance au bassin cible (Vandewiele & Elias, 1995; Merz & Blöschl, 2004; Parajka et al., 2005; Viviroli et al., 2009). Les résultats sont mitigés et l'efficacité de ces méthodes de corrélation et d'interpolation spatiale est en partie dépendante de la densité de stations de jaugeage qui doit être suffisamment importante (Merz & Blöschl, 2004; Oudin et al., 2008b; Randrianasolo et al., 2011; Parajka et al., 2013; Salinas et al., 2013), même si cela ne garantira pas obligatoirement un résultat acceptable (Patil & Stieglitz, 2012). Ainsi, Vandewiele & Elias (1995) rapportent que sur 75 bassins belges étudiés, 72 % sont bien modélisés par krigeage contre 44 % en utilisant simplement les bassins voisins. Par opposition, à partir de 320 bassins autrichiens, Merz & Blöschl (2004) observent une légère diminution de la performance du modèle en utilisant le krigeage plutôt que les bassins voisins. En utilisant le même jeu de données que Merz & Blöschl (2004), mais à partir d'une version améliorée du modèle, Parajka et al. (2005) obtiennent des performances similaires avec le krigeage et la transposition des bassins voisins.

Par analogie au krigeage classique, le krigeage topologique a été initié par Skøien et al. (2006) en se basant sur les travaux de Sauquet et al. (2000). Ces derniers ont en effet construit une cartographie des écoulements annuels le long d'un affluent du Rhône à partir de méthodes classiques de géostatistiques et sous contrainte de respect du bilan à l'exutoire du bassin principal. La méthode de Skøien et al. (2006) est quant à elle testée sur des périodes de retour de crues centennales sur des bassins autrichiens et fournit une estimation de l'incertitude associée. Skøien & Blöschl (2007) ont ensuite élargi cette idée par un krigeage topologique

spatio-temporel à partir de la prise en compte de la dispersion hydrodynamique et géomorphologique, permettant ainsi de simuler des chroniques de débit au pas de temps horaire en bassins non jaugés. De même, Archfield & Vogel (2010) utilisent une approche par krigeage directement sur les mesures de débit journalier. A partir de 28 points de jaugeage au sud de la Nouvelle-Angleterre, l'approche estime le meilleur bassin source à partir des plus fortes corrélations au bassin cible. Ils montrent que cette approche permet d'obtenir de meilleurs résultats qu'en sélectionnant le plus proche bassin source. Ces approches par krigeage topologique peuvent même se montrer plus performantes qu'une modélisation pluie-débit dans les régions riches en données, tel qu'illustré en Autriche par Viglione et al. (2013).

Ainsi, He et al. (2011) concluent que la proximité spatiale peut être considérée comme un bon ou un mauvais indicateur suivant la région de l'étude. Dans la synthèse effectuée par Parajka et al. (2013) et Salinas et al. (2013), la tendance fait apparaître cette proximité spatiale comme une approche plus particulièrement performante dans les régions humides par opposition aux régions arides. Cependant, un consensus ne pourra pas être obtenu sans la connaissance des raisons sous-jacentes à la similarité hydrologique. De plus, comme le fait remarquer Blöschl (2005), une expertise du terrain est souvent nécessaire pour comprendre le fonctionnement des bassins et évaluer ce qui peut être réellement estimé à une échelle régionale.

2.2.2 Etude des principaux déterminants de la réponse hydrologique

Les approches de régionalisation peuvent également profiter d'un nombre important de bassins afin d'étudier les principaux déterminants de la réponse hydrologique. En variant le contexte hydroclimatique, cette stratégie autorise des tests d'hypothèses dont les conclusions ont l'avantage de gagner en transférabilité vers d'autres bassins (Perrin et al., 2001; Le Moine et al., 2007; Oudin et al., 2008a). Multiplier le nombre de bassins d'étude peut également permettre de finalement aboutir à l'estimation de variables hydrologiques : elles peuvent notamment être estimées par la construction d'une régression ou par le transfert d'informations entre bassins similaires hydrologiquement.

2.2.2.1 Approche par régression

Certaines méthodes de régionalisation se basent sur l'élaboration de régressions entre des critères physiographiques et la variable recherchée. Ces critères physiographiques étant facilement observables pour tout bassin, la régression est reprise et appliquée sur des bassins versants non jaugés. Dunn & Lilly (2001) ont été parmi les premiers à explorer le concept de régionalisation de paramètres d'un modèle en se basant sur la classification des sols HOST (Hydrology of Soil Types). Yadav et al. (2007) ont proposé une amélioration des méthodes de régionalisation classique. À partir de 30 bassins anglais, ils relient de manière empirique la réponse du bassin à des critères physiographiques et climatiques. Ensuite, Yadav et al. (2007) utilisent les métriques hydrologiques obtenues par régionalisation pour contraindre le paramétrage d'un modèle sur des bassins non jaugés et réduire ainsi les erreurs liées à la structure du modèle et à son paramétrage. Samaniego et al. (2010b) proposent une nouvelle approche de régionalisation des paramètres afin de faire face aux différences d'échelle des paramètres. À partir d'un modèle distribué, ils proposent une régionalisation permettant de

lier la résolution fine des données d'entrée du modèle et la résolution plus grossière à laquelle les processus hydrologiques dominants sont observés.

2.2.2.2 Recherche d'un bassin similaire hydrologiquement

Définition de la similarité hydrologique et classification des bassins De nombreux travaux tentent de définir la similarité hydrologique. Par exemple, Blöschl & Sivapalan (1995) explorent la similarité des bassins par analyse dimensionnelle. McDonnell & Woods (2004) font remarquer qu'un schéma de classification des bassins doit considérer les flux, les stockages et les temps de réponse des bassins. Wagener et al. (2007) décrivent les similarités des bassins comme l'étude de réponses fonctionnelles à une combinaison entre les structures du bassin et ses caractéristiques climatiques. Ainsi, ils s'intéressent à la similarité des bassins d'un point de vue fonctionnel et proposent une classification des bassins dans un espace décrivant ces fonctions. Patil & Stieglitz (2011) démontrent que la notion de similarité hydrologique doit être considérée comme dynamique car hautement variable suivant la situation en hautes eaux ou basses eaux. De plus fortes similarités sont notamment observées durant la saison humide, tandis que durant la saison sèche, la similarité hydrologique est contrôlée par la demande en évaporation. En outre, ces similarités hydrologiques permettent par exemple d'aboutir à des cartes de régions hydrologiquement homogènes (Hall & Minns, 1999; Ssegane et al., 2012).

Tillotson & Nielsen (1984) définissent la similarité de trois façons : géométrique, cinématique et dynamique. La similarité géométrique est visible à travers la forme des deux bassins. La similarité cinématique est regardée à travers la constance du ratio des vitesses des deux systèmes, autrement dit, lorsque les deux hydrogrammes unitaires peuvent être décrits par un facteur constant. Un exemple de concept respectant la similarité cinématique est celui de l'hydrogramme unitaire géomorphologique (Rodríguez-Iturbe et al., 1979). La similarité dynamique est quant à elle plus difficile à quantifier. Elle peut être vue comme l'existence d'un facteur multiplicateur des forces appliquées sur les deux systèmes (eg. le nombre de Reynolds).

Au sein de l'approche de régionalisation et de modélisation des bassins versants non jaugés, le concept de similarité a cependant surtout été exploré à travers des descripteurs de bassins. Ces approches sont basées sur l'idée que les caractéristiques physiographiques et climatiques prédéterminent la réponse hydrologique (Burn & Boorman, 1993; Oudin et al., 2010). La régionalisation revient alors à une classification dans l'espace de descripteurs choisis pour avoir un effet significatif sur la réponse hydrologique du bassin (Gottschalk, 1985). Cependant, Oudin et al. (2010) démontrent, à partir de 893 bassins français et 10 bassins anglais, qu'une similarité physiographique et climatique ne traduit une similarité hydrologique que pour 60% des bassins. L'enjeu de l'approche est donc de trouver la meilleure façon de décrire chaque bassin, et la connaissance ainsi produite sera d'autant plus enrichissante qu'elle est plus explicite qu'une approche par proximité spatiale (Reed et al., 1999).

Ainsi dans les approches de régionalisation, la similarité est généralement définie par l'intermédiaire d'une mesure de dissimilarité physiographique calculée de la manière suivante :

$$d_{t,d} = \sqrt{\sum_{i=1,I} \omega_i \left(\frac{X_{a,i} - X_{b,i}}{\sigma_{X_i}} \right)^2} \quad (2.1)$$

où $X_{a,i}$ et $X_{b,i}$ sont les valeurs des descripteurs i ($i = 1, \dots, I$) des bassins sources et cibles, ω_i le poids donné au descripteur i et σ_{X_i} l'écart type du paramètre i au sein du jeu de bassins étudiés. Selon les études, le poids ω_i est fixé à 1 afin de donner le même poids à chaque descripteur (Parajka et al., 2005; Kay et al., 2007; Zhang & Chiew, 2009), basé sur un jugement d'expert (McIntyre et al., 2005), ou optimisé dans le but de maximiser la concordance entre similarités physiques et hydrologiques (Oudin et al., 2010). Le logarithme des valeurs des descripteurs est parfois pris afin d'éviter une distribution asymétrique.

Transposition d'informations entre bassins similaires Ces mesures de similarité sont beaucoup utilisées dans un but de transposition de paramètres de modèles. Le bassin source est alors choisi comme étant celui qui présente la plus forte similarité. Une fois les bassins similaires identifiés, le jeu entier de paramètres peut être transféré au bassin cible le plus proche hydrologiquement parlant (Parajka et al., 2005; Zhang & Chiew, 2009).

Plusieurs auteurs montrent que l'approche par similarité physiographique conduit à de meilleurs résultats qu'une approche par régression (Merz & Blöschl, 2004; Parajka et al., 2005). McIntyre et al. (2005) ne mettent en évidence aucune amélioration de simulation en bassin non jaugé en se basant sur un bassin source proche d'un point de vue physiographique et climatique. Néanmoins, l'un des avantages de l'approche par similarité est de transposer le jeu de paramètres du bassin source dans son ensemble. Kay et al. (2007) utilisent la moyenne pondérée des paramètres des bassins dont la proximité est inférieure à un certain seuil. Cependant, Kokkonen et al. (2003) concluent qu'il est préférable de transférer le jeu entier de paramètres d'un bassin source vers le bassin cible, à savoir sans utiliser de relations avec les caractères physiographiques de bassin, lorsqu'il y a des raisons de croire que ces deux bassins se comportent hydrologiquement de la même façon. En outre, l'approche par similarité permet d'éviter l'hypothèse de linéarité qu'implique l'approche par régression. De plus, la présence d'équifinalité (Beven & Freer, 2001) dans le paramétrage limite l'utilisation de la régionalisation des paramètres pris un à un, et il est alors conseillé de transférer l'ensemble du jeu de paramètres (McIntyre et al., 2005; Parajka et al., 2005; Bárdossy, 2007; Oudin et al., 2010).

Coordonnées dans un espace transformé La similarité des bassins peut aussi être étudiée au moyen des coordonnées dans un espace transformé des descripteurs physiographiques et climatiques. C'est le cas des analyses canoniques des corrélations (ACC) qui sont parfois utilisées dans ces études régionales (Ouarda et al., 2001). Elles peuvent être utilisées pour relier les caractéristiques physiographiques des bassins aux caractéristiques hydrologiques telles que les valeurs extrêmes de crues (Ouarda et al., 2001) ou les paramètres de modèles (Hundecha et al., 2008). Une analyse canonique des corrélations entre paramètres du modèle et descripteurs des bassins permet d'obtenir des variables canoniques de ces descripteurs.

Ces variables canoniques décrivent un espace dans lequel sont spatialisés les bassins. À l'aide de méthodes géostatistiques, il est ainsi possible d'interpoler les valeurs associées à chacun des bassins (tels que des paramètres d'un modèle ou des métriques hydrologiques) afin de pouvoir les estimer pour d'autres bassins (non jaugés) projetés dans cet espace (Chokmani & Ouarda, 2004; Hundedcha et al., 2008; Castiglioni et al., 2009).

Chokmani & Ouarda (2004) obtiennent de meilleures performances par krigeage dans l'espace physiographique et climatique construit sur une analyse canonique des corrélations en comparaison d'un espace construit plus classiquement sur une analyse en composantes principales. De même, Hundedcha et al. (2008) obtiennent de meilleurs résultats par cette approche que par une approche par régression simple. Il faut cependant voir plusieurs contraintes à ces approches (He et al., 2011) : (1) une distribution normale des variables est nécessaire, (2) les corrélations non linéaires ne sont pas captées, (3) la solution de la corrélation linéaire n'est pas unique et (4) la relation de corrélation décrite peut être difficile à interpréter.

Castiglioni et al. (2011) et Archfield et al. (2013) ont cherché à comparer un krigeage le long du réseau hydrographique ("top-kriging") et un krigeage canonique, à savoir effectué dans un espace construit sur des critères physiographiques, ("Physiographical-Space Based Interpolation"). À travers un objectif de prédiction d'indices sur les faibles débits en bassins non jaugés nord-italiens, Castiglioni et al. (2011) mettent en évidence une complémentarité de ces deux méthodes suivant l'échelle de travail, le krigeage topologique étant mieux adapté aux bassins de taille importante. Ce résultat est ensuite confirmé par Archfield et al. (2013) sur la prédiction de périodes de retour d'inondations de 61 bassins du sud-est des États-Unis. Ils démontrent, en plus, une meilleure performance du krigeage topologique par rapport aux méthodes basées sur une régression.

Avec la projection des bassins dans cet espace 2D, les calculs de distances/similarités entre deux bassins deviennent relativement aisés, par exemple en utilisant une distance euclidienne. En comparaison avec les approches précédentes de calcul de distances, la distance calculée sera différente si la distribution marginale de la variable aléatoire change. Afin d'étudier ces similarités sans être influencé par cette distribution marginale, une solution est l'utilisation de copules. Une copule est une distribution multivariée avec une distribution marginale uniforme. Samaniego et al. (2010a) utilisent les copules afin d'avoir une mesure de la similarité des bassins pris deux à deux en partant des mesures de débits. Cette mesure de similarité est projetée dans l'espace transformé des descripteurs de bassins par l'utilisation d'une technique de réduction de la variance. Enfin, cette mesure est utilisée afin de transposer les valeurs des paramètres vers les bassins non jaugés et y simuler des chroniques de débit. Samaniego et al. (2010a) réduisent ainsi de manière importante l'incertitude des simulations et améliorent la qualité de simulation en comparaison d'une distance euclidienne classique.

2.2.3 De l'importance de la classification des bassins

De toutes ces méthodes de régionalisation, il ressort l'idée de l'importance de réussir à qualifier la similarité hydrologique des bassins versants. Lorsque la région est relativement homogène, plusieurs études démontrent qu'une proximité spatiale permet généralement d'obtenir de meilleures performances qu'une approche par similarité physiographique, signe que la description des bassins n'est pas optimale. Plusieurs outils de classification ont été proposés et font encore débat, mais la généralisation de ces connaissances afin d'être applicables

en contexte non jaugé pose toujours question. Ainsi, Ali et al. (2012) concluent qu’au lieu de rechercher une classification universelle des bassins, la notion de similarité hydrologique devrait se faire à une échelle régionale ou se restreinte à un contexte particulier.

2.3 Modélisation hydrologique à base géomorphologique

2.3.1 Pourquoi ce type de modèle ?

Que peut-on prédire de la réponse hydrologique d’un bassin versant en l’absence de mesures ? Il s’agit bien d’une des premières questions à laquelle un hydrologue doit tenter de répondre lorsqu’il s’intéresse à la modélisation des bassins versants non jaugés. Une éventuelle modélisation serait en effet contrainte par l’absence de possibilité de confrontation à une mesure, par exemple afin d’optimiser les valeurs prises par les paramètres du modèle. Cependant, si la difficulté est grande, l’enjeu l’est tout autant. En effet, l’hydrologue devra alors utiliser ses connaissances hydrologiques pour construire sa modélisation, et se focalisera certainement sur une lecture physique du paysage de son bassin pour construire ses hypothèses. L’approche apparaît ainsi plus enrichissante : on cherche ici une théorie de fonctionnement de bassin, que seule une mesure pourra confirmer lorsque celle-ci sera mise à disposition. Tandis qu’une approche par paramétrage, ou plus généralement d’observation de la mesure, peut être vue comme l’adaptation d’une théorie pour permettre à celle-ci de coller à la mesure. Au regard d’une solution connue d’avance, l’inventivité de l’hydrologue est alors délaissée au profit le plus souvent d’une optimisation numérique.

En résumé, dans le cadre d’une modélisation des bassins non jaugés, un certain degré de généricité et de robustesse de l’approche est recherché. C’est ainsi que le choix d’une modélisation à base géomorphologique est apparu comme approprié. La géomorphologie est l’étude des formes du relief terrestre. Elle s’appuie sur des descriptions géomorphométriques et topologiques. Les thalwegs, à savoir le réseau topologique des points de basses altitudes, sont notamment utilisés par les géomorphologues pour décrire le relief. Or ces thalwegs sont faciles à cartographier et ont un rôle majeur dans la concentration et la circulation de l’eau (Beven & Wood, 1993). Les hydrologues ont ainsi largement pris part à la réflexion sur son organisation et sa genèse avec pour but d’étudier le lien entre la structure organisationnelle du réseau hydrographique et la structure fonctionnelle du bassin versant (Blöschl & Sivapalan, 1995; Cudennec, 2000). Une modélisation hydrologique à base géomorphologique est ainsi entièrement basée sur des critères facilement observables, ce qui la rend applicable de manière robuste même en absence de mesures. De plus, l’aspect générique de l’approche rend la modélisation indépendante du bassin étudié, permettant ainsi une généralisation plus facile de la connaissance produite.

2.3.2 Principe général

La réponse hydrologique d’un bassin versant que l’on cherche à modéliser, à savoir la transformation d’une pluie en un écoulement à l’exutoire, est un phénomène naturel complexe (cf. partie 2.1). De nombreuses approches de modélisation ont donc été développées. Le cadre de modélisation choisi pour ce travail est une modélisation globale. Une modélisation

globale est basée sur l'hypothèse que le bassin réagit dans son ensemble à un événement météorologique, et où le bassin n'est donc pas subdivisé (par opposition à une modélisation distribuée). De plus, la modélisation choisie est construite sur l'articulation en série de deux fonctions (figure 2.1) : une fonction de production et une fonction de transfert. La fonction de production exprime la transformation d'une chronique de pluie brute (précipitation) en une chronique de pluie nette. Elle modélise les pertes d'eau telles que l'évaporation, l'évapotranspiration et l'interception en moyenne sur l'ensemble du bassin versant. La fonction de transfert, qui lui succède, décrit le transport de cette pluie nette, identique en tout point du bassin, jusqu'au point unique qu'est l'exutoire. Parmi ces deux fonctions, c'est la fonction de transfert qui se base sur l'étude géomorphologique du bassin.

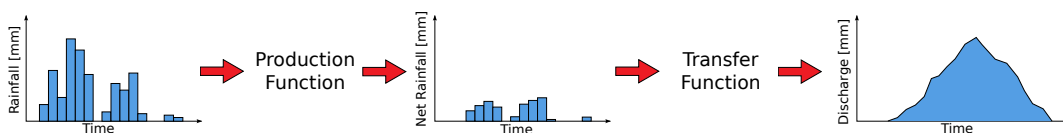


FIGURE 2.1 – *Principe général de modélisation par succession d'une fonction de production et d'une fonction de transfert.*

2.3.3 Concept d'hydrogramme unitaire

2.3.3.1 Principe

L'hydrogramme unitaire est le principe utilisé par la fonction de transfert du modèle. Il a été initialement introduit par Sherman en 1932. Il décrit, à l'exutoire du bassin, l'hydrogramme produit par ruissellement d'une unité de pluie nette spatialement uniforme sur tout le bassin et toute la durée de l'occurrence. Lorsque la durée de cette pluie nette tend vers 0, l'hydrogramme unitaire est appelé hydrogramme unitaire instantané (Chow, 1964).

Lors d'une pluie nette complexe, l'hydrogramme unitaire se base sur une hypothèse de linéarité (Nash, 1957; Dooge, 1959; Chow, 1964). L'hydrogramme unitaire est utilisé comme opérateur linéaire c'est-à-dire que l'hydrogramme $Q(t)$ est obtenu par simple convolution entre l'hydrogramme unitaire $u(t)$ et la chronique d'intensité de pluie nette $\overline{R}_n(t)$ spatialement homogène sur toute la superficie S du bassin :

$$Q(t) = S \cdot u(t) * \overline{R}_n(t) \quad (2.2)$$

soit :

$$Q(t) = S \cdot \int_0^t \overline{R}_n(t - \tau) \cdot u(\tau) \cdot d\tau \quad (2.3)$$

ce qui se traduit par la forme discrète suivante :

$$Q(t) = \frac{S}{\Delta t} \cdot \sum_{\tau=1}^{\min(t,\theta)} \overline{R}_n(t - \tau + 1) \cdot u(\tau) \quad (2.4)$$

avec

- $Q(t)$: le débit moyen pendant l'intervalle $[t * \Delta t; t]$;
- $\overline{R}_n(t)$: la hauteur de pluie nette moyenne dans l'espace, pendant l'intervalle $[t * \Delta t; t]$;
- $u(t)$: la valeur de la fonction de transfert pour l'intervalle $[t * \Delta t; t]$;
- Δt : le pas de discrétisation ;
- S : la surface du bassin versant ;
- θ : la longueur de la fonction de transfert.

2.3.3.2 Hypothèses simplificatrices

Le concept initial d'hydrogramme unitaire a fait l'objet de nombreuses discussions et critiques de par ses hypothèses simplificatrices que l'on peut résumer ainsi (Cudennec, 2000) :

L'homogénéité spatiale L'hydrogramme unitaire permet une modélisation globale du bassin versant et ne permet donc pas de tenir compte des hétérogénéités spatiales au sein du bassin. Cette hypothèse est jugée d'autant moins acceptable que la taille du bassin est importante. De plus, cette globalité ne permet pas de décrire l'articulation des dynamiques du versant et du réseau hydrographique.

L'invariance temporelle La réponse du bassin caractérisée par l'hydrogramme unitaire est supposée invariable dans le temps puisqu'un seul et même hydrogramme unitaire est utilisé à chaque pas de temps. Ceci est en contradiction notamment avec la variation de la réponse du bassin en fonction de l'intensité de l'événement pluvieux.

La linéarité Pour être applicable à une pluie nette complexe, l'hydrogramme unitaire fait l'hypothèse d'une linéarité de la réponse hydrologique. Or la non-linéarité de la réponse effective de l'événement hydrométéorologique est connue. Elle est notamment mise en évidence lorsque l'hydrogramme unitaire est recherché à travers la confrontation des données de pluie et de débit (Todini, 1988).

Capacité de description L'application de l'hydrogramme unitaire se limite seulement à la description du ruissellement.

2.3.4 Hydrogramme unitaire à base géomorphologique

2.3.4.1 Son concept

Le concept d'hydrogramme unitaire géomorphologique, souhaité par Dooge (1959) et Surkan (1969) mais formalisé plus tard pour la première fois par Rodríguez-Iturbe & Valdés (1979) et Gupta et al. (1980), est l'hydrogramme unitaire obtenu par analyse du réseau hydrographique. Il est basé sur l'expression de la fonction densité de probabilité du temps de parcours d'une goutte d'eau jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Cette fonction est elle même obtenue à travers la recherche des chemins parcourus par cette goutte d'eau entre le point de départ du ruissellement et l'exutoire. L'analyse de l'ensemble de ces chemins identifiés permet de construire la fonction densité des chemins d'écoulement préférentiel, c'est-à-dire l'association d'une probabilité à une longueur parcourue.

2.3.4.2 Son identification

Bien que ce concept soit identique à tout hydrogramme unitaire géomorphologique, différentes interprétations de la géomorphologie du bassin permettent d'aboutir à sa formalisation. On distingue ainsi deux grandes familles (Franchini & O'Connell, 1996; Rinaldo & Rodríguez-Iturbe, 1996; Cudennec, 2000, 2007) : l'une basée sur la topologie de hiérarchie du réseau hydrographique et l'autre basée sur les fonctions géomorphométriques.

Approche topologique Souvent résumée sous le terme GIUH ("Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph"), l'approche topologique se base sur l'indexation de Strahler permettant de hiérarchiser l'ensemble des biefs du réseau hydrographique en attribuant à chacun une valeur entière (ordre) qui caractérise son importance, et sur l'invariance d'échelle à travers cette indexation traduite par les rapports de Horton. L'hydrogramme unitaire est ensuite déduit de l'analyse des transitions d'état d'une goutte d'eau, à savoir sa position au sein de la cascade des ordres de Strahler. Ainsi, l'ensemble des chemins possiblement suivis par une goutte d'eau est regardé à travers l'ensemble des successions d'états possibles. La probabilité de chacun des chemins est ensuite obtenue par le produit de la probabilité de son état initial et des probabilités de chacune de ses transitions (Rodríguez-Iturbe & Valdés, 1979).

$$f(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} p(\gamma) \cdot f_{\gamma}(t) \quad (2.5)$$

avec

- γ : un chemin particulier ;
- Γ : l'ensemble des chemins possibles ;
- $p(\gamma)$: la probabilité du chemin γ ;
- $f_{\gamma}(t)$: la fonction densité de probabilité du temps de parcours du chemin γ .

Approche géomorphométrique Les fonctions géomorphométriques peuvent également être utilisées dans l'identification de l'hydrogramme unitaire, comme notamment les fonctions aire et largeur. La fonction aire (Snell & Sivapalan, 1994; Blöschl & Sivapalan, 1995) ou fonction aire-distance (Rodríguez-Iturbe & Rinaldo, 1997) est la fonction de distribution de l'aire contributive en fonction de la distance à parcourir par l'eau pour atteindre l'exutoire. La fonction largeur, introduite par Shreve (1969), représente le nombre de biefs du réseau en fonction de la distance à parcourir par l'eau jusqu'à l'exutoire (Kirkby, 1976; Troutman & Karlinger, 1985; Gupta & Mesa, 1988). Cette dernière est souvent utilisée comme une approximation de la fonction aire. Le terme "fonction largeur" est cependant aujourd'hui utilisé plus largement pour décrire la fonction densité de probabilité de la distance à parcourir par l'eau pour atteindre l'exutoire et ne se limite pas à la description topologique du réseau hydrographique. La fonction largeur est considérée comme étant capable de capturer l'essentiel de la réponse d'un bassin, de sa combinaison d'une analyse topologique et géométrique du réseau hydrographique (Moussa, 2008a,b). L'hydrogramme unitaire qui s'appuie sur la fonction largeur est appelé WFIUH : "Width Function Instantaneous Unit Hydrograph". Ainsi, la fonction de probabilité des temps de parcours jusqu'à l'exutoire est exprimée de la manière suivante :

$$f(t) = \int_0^{\infty} p(x) \cdot h(x, t) \cdot dx \quad (2.6)$$

avec

- x : la distance d'écoulement jusqu'à l'exutoire ;
- $p(x) = \frac{a(x)}{A}$: la fonction aire normalisée, où $a(x)$ est la fonction aire et A l'aire du bassin ; ou bien la fonction largeur l'approchant ;
- $h(x, t)$: la fonction densité de probabilité du temps de parcours du chemin de longueur x .

L'expression du temps de parcours d'un chemin Ces deux approches nécessitent l'estimation d'une fonction densité de probabilité du temps de parcours de chacun des chemins (γ pour l'approche topologique, ou de longueur x pour l'approche morphométrique). Le temps de parcours au sein d'un chemin est la somme des temps de séjour sur l'ensemble du chemin. Ainsi, au sein de l'approche topologique, la fonction densité de probabilité d'un chemin $f_{\gamma}(t)$ est la convolution des fonctions densité de probabilité de chacun des états du chemin soit :

$$f_{\gamma}(t) = f_{\gamma,i}(t) * \dots * f_{\gamma,j}(t) \quad (2.7)$$

avec $[i, \dots, j]$ l'ensemble des états du chemin γ .

Plusieurs estimations de ces fonctions $f_{\gamma,i}(t)$ ont été proposées. Ces fonctions peuvent être supposées uniformes (Gupta et al., 1980; Gupta & Waymire, 1983). On obtient alors une fonction densité de probabilité polynomiale, d'un degré maximum égal à l'ordre du bassin, et dépendant de paramètres liés à la vitesse d'écoulement. Ces fonctions peuvent également être supposées exponentielles (Rodríguez-Iturbe & Valdés, 1979). En 1991, Rinaldo et al. (1991) introduisent la notion de dispersion hydrodynamique et géomorphologique et l'expriment au sein de cette fonction densité de probabilité des temps de parcours. Ils aboutissent ainsi à l'expression suivante :

$$f_x(t) = \frac{L_x}{\sqrt{4 \cdot (\pi \cdot D \cdot t^3)}} \cdot e^{-\frac{(L_x - u \cdot t)^2}{4 \cdot D \cdot t}} \quad (2.8)$$

avec

- D : le coefficient de dispersion ;
- L_x : la longueur du chemin x ;
- u : la vitesse moyenne d'écoulement sur le chemin x .

Quelle que soit l'approche (topologique ou morphométrique), l'expression de ces fonctions densité de probabilités du temps de parcours passe par l'estimation d'une vitesse d'écoulement ; ce qui pose une difficulté pour les bassins versants non jaugés. Ce constat a clairement été pointé par Shamseldin & Nash (1998) comme l'un des principaux points faibles de l'approche à base géomorphologique. Cette question est plus particulièrement approfondie dans le chapitre 4.

2.3.4.3 Son évolution

Sur ces bases de modélisation, de nombreux auteurs ont cherché à améliorer les limites du concept d'hydrogramme unitaire (cf. partie 2.3.3.2).

Prise en compte d'une variabilité spatiale de la vitesse La distinction de la distribution des temps de parcours au sein du réseau hydrographique d'une part, et à travers les versants d'autre part, est une amélioration indéniable dans l'estimation de la distribution du

temps de parcours global dans le bassin au sein de l'approche à base géomorphométrique (Robinson et al., 1995; Franchini & O'Connell, 1996; Botter & Rinaldo, 2003; D'Odorico & Rigon, 2003; Saco & Kumar, 2004; Giannoni et al., 2005). Si bien que la seconde famille d'hydrogramme unitaire présentée précédemment, à savoir l'approche géomorphométrique, est souvent présentée de la manière suivante :

$$f(t) = \frac{L_c(x)}{u_c(x)} + \frac{L_h(x)}{u_h(x)} \quad (2.9)$$

avec x : un point du bassin ;
 L_c : la distance parcourue au sein du réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire ;
 L_h : la distance parcourue sur le versant jusqu'au réseau hydrographique ;
 u_c : la vitesse d'écoulement au sein du réseau hydrographique ;
 u_h : la vitesse d'écoulement sur le versant.

De par sa formulation explicite, l'approche peut aussi être utilisée pour distinguer une variation spatiale de la vitesse dans l'espace (Grimaldi et al., 2010, 2012).

Prise en compte d'une variabilité temporelle L'évolution temporelle de certaines variables peut également être prise en compte, telles que l'humidité ou l'extension des zones contributives (Gyasi-Agyei et al., 1996; D'Odorico & Rigon, 2003; Chang & Lee, 2008; Tetzlaff et al., 2008b).

Prise en compte d'une dispersion Face aux problèmes de la non-linéarité et de la non-stationnarité des processus, plusieurs travaux ont été proposés afin de tenir compte de la variabilité des conditions hydrauliques et de la dispersion dans les réseaux hydrographiques (Wang et al., 1981; Gupta & Mesa, 1988; Moussa, 1997, 2003, 2008a).

Prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie Très rapidement la question de la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie au sein d'une modélisation à base géomorphologique s'est posée (Surkan, 1969; Gupta & Mesa, 1988), et a été analysée de manière théorique (Woods & Sivapalan, 1999; Menabde & Sivapalan, 2001). En 1992, Naden propose une pondération de la fonction largeur par la variabilité spatiale de la pluie en Angleterre. En 2003b, Giannoni et al. couplent une cartographie radar du champ de pluie en Italie à une fonction de transfert du réseau hydrographique du type WFIUH. À l'aide d'un découpage en sous-bassins versants, Moussa (1997, 2003, 2008a) intègre cette variabilité pluviométrique sur des bassins au sud de la France.

2.3.5 Définition de la pluie nette

La partie 2.3.4 aura démontré qu'il existe plusieurs formulations de l'hydrogramme unitaire à base géomorphologique, et donc plusieurs définitions de la fonction de transfert ainsi décrite. Par conséquent, la définition de la lame d'eau en entrée de cette fonction de transfert peut prendre différentes définitions.

Il existe en effet différentes variantes terminologiques pour désigner cette lame d'eau et cette diversité est souvent source d'une grande confusion. Ainsi, les expressions "pluie nette", "pluie efficace", "pluie excédentaire", "pluie utile" et "pluie au sol" sont parfois utilisées

pour désigner des variables plus ou moins identiques. Le Glossaire International d'Hydrologie (1992) donne les définitions suivantes :

Pluie nette "Partie de l'averse qui atteint un cours d'eau par ruissellement".

Pluie efficace Deux définitions suivant la discipline :

1. "Partie de la pluie qui contribue au ruissellement. Dans certaines applications, le ruissellement retardé est complètement exclu du ruissellement pur, et la pluie efficace est égale à la pluie excédentaire".
2. "En agriculture, partie de la pluie qui reste dans le sol et contribue au développement des cultures".

Pluie excédentaire "Partie de la pluie qui contribue directement au ruissellement".

Pluie au sol "Partie de la précipitation qui, sous un couvert végétal, atteint le sol en tombant directement entre les arbres et arbustes, en s'égouttant de la frondaison ou en coulant le long des troncs".

D'une part, on constate que la définition de la pluie nette en agronomie s'oppose totalement aux définitions hydrologiques. On s'intéressera ici à la définition d'un point de vue hydrologique. D'autre part, le point commun de ces définitions est de se définir comme une partie de la précipitation incidente. Les principales sources de confusion se situent ensuite sur la temporalité de cette lame d'eau. En effet, cette partie de la précipitation suit une certaine histoire, et selon l'instant et le lieu où cette lame d'eau est considérée, la chronique peut être assez différente.

Du point de vue de la modélisation à base géomorphologique, une approche de type topologique (eg. GIUH) basée principalement sur une modélisation du réseau hydrographique utilisera l'expression "pluie nette" car elle s'intéressera à modéliser la partie de la précipitation qui atteint ce réseau hydrographique. Lorsque le versant est pris en compte, tel que le permet une approche du type géomorphométrique (eg. WFIUH), la lame d'eau modélisée peut être différente amenant parfois à utiliser l'expression "pluie efficace". Plus généralement, cela dépend de l'articulation Fonction de production - Fonction de transfert, et de la façon dont elle tient compte de la segmentation versant/réseau hydrographique.

Dans la suite de ce mémoire, seule l'expression "pluie nette" est utilisée et sa définition est fixée par la modélisation mise en œuvre. Ainsi, tout au long de ce mémoire, la pluie nette se définit comme la lame d'eau en entrée de la fonction de transfert utilisée. Différentes fonctions de transfert seront développées par la suite, l'interprétation physique de cette lame d'eau sera alors donnée au moment de leur description. En utilisant la même expression, on insiste sur le fait qu'il s'agit toujours de la hauteur d'eau vouée à s'écouler vers l'exutoire, mais qui est considérée à un moment différent de son histoire, de sa trajectoire, là où commence la modélisation de son transfert jusqu'à l'exutoire.

2.4 Conclusion

De par la complexité de chaque bassin versant, la modélisation d'un bassin versant non jaugé est une tâche difficile. Les approches régionales, utilisées pour transposer une information hydrologique d'un bassin jaugé vers un bassin non jaugé, font face à la question déterminante de la similarité hydrologique des bassins. Plusieurs outils de régionalisation ont

été proposés tels que les approches par régression ou les approches spatiales par krigeage. Cependant, la question de la similarité hydrologique reste centrale, celle-ci permettant d'ouvrir la voie à une généralisation des connaissances entre bassins similaires. Cette question fait encore débat notamment sur la manière de décrire chaque bassin pour pouvoir établir une comparaison ou une classification.

La modélisation à base géomorphologique, quant à elle, avait pour but premier d'identifier l'hydrogramme unitaire d'un bassin versant non jaugé à partir d'observations géomorphologiques facilement accessibles. Son application s'est cependant élargie à la compréhension de la réponse hydrologique. L'approche a ainsi principalement été utilisée pour caractériser l'effet d'échelle du bassin sur la réponse hydrologique à travers l'étude des rapports de Horton ou l'utilisation d'une fonction largeur (Cudennec, 2000). Sur ces bases, la modélisation s'est affinée afin de faire face aux hypothèses simplificatrices de départ. Ainsi, beaucoup de travaux se sont intéressés à considérer l'effet du versant sur la réponse hydrologique tout en tenant compte de ses variabilités spatiales et temporelles, ainsi que du forçage lié à la variabilité spatio-temporelle de la pluie.

Inversion d'une fonction de transfert du réseau hydrographique et transposition d'hydrogramme

Sommaire

3.1	Description de l'approche	28
3.1.1	Fonction de transfert à base géomorphologique	28
3.1.2	Inversion de la fonction de transfert	30
3.1.2.1	Principe de l'approche	30
3.1.2.2	L'inversion	30
3.1.2.3	Paramétrage de l'inversion	32
3.1.3	Évaluation des simulations	33
3.1.3.1	Qualité d'ajustement	33
3.1.3.2	Diversité de simulations	33
3.2	Résultats de simulations	34
3.2.1	Application aux sous-bassins du Blavet et de l'Oust	34
3.2.2	Résultats du paramétrage de l'inversion	35
3.2.3	Échelle annuelle et pluriannuelle	37
3.2.4	Échelle événementielle	40
3.2.5	Conclusion	42
3.3	Mise en questions de l'approche	44
3.3.1	Débit de base	44
3.3.2	Vitesse d'écoulement	46
3.3.3	Conclusion	50

3.1 Description de l'approche

3.1.1 Fonction de transfert à base géomorphologique

L'approche de modélisation est basée sur la séparation d'une fonction de production au niveau du versant et d'une fonction de transfert à base géomorphologique pour décrire la réponse du réseau hydrographique (Wang et al., 1981; Gupta & Mesa, 1988; Robinson et al., 1995; Woods & Sivapalan, 1999; Sivapalan et al., 2002; Sivapalan, 2003).

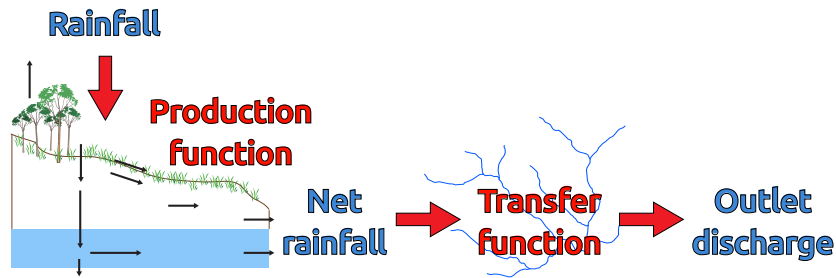


FIGURE 3.1 – *Principe de séparation de la fonction de production et de la fonction de transfert.*

La fonction de transfert TF est construite sur une analyse morphométrique du réseau hydrographique (Cudennec, 2000; Cudennec et al., 2004a,b; Boudhraâ, 2007; Boudhraâ et al., 2006, 2009; Aouissi et al., 2013). La distance parcourue par l'eau au sein du réseau (longueur hydraulique) x_c (figure 3.2a) est calculée pour chaque point d'une grille régulière recouvrant l'ensemble du bassin versant étudié (figure 3.2b). Dans ce chapitre, le logiciel utilisé pour cette tâche est le logiciel hydrostruct (Aouissi et al., 2013).

À partir de cet échantillonnage, la fonction densité de probabilité fdp des longueurs hydrauliques peut être construite (figure 3.2c). Cette fonction est légèrement différente de la fonction largeur et de la fonction aire (cf. partie 2.3.4). Sous l'hypothèse de linéarité de la fonction de transfert du réseau, une vitesse moyenne d'écoulement dans le réseau hydrographique est ensuite nécessaire afin d'estimer la fdp du temps de parcours de l'eau au sein de ce réseau ($fdp(t)$).

Une vitesse d'écoulement au sein du réseau est estimée à partir de l'analyse du signal de débit. Le temps de montée est utilisé afin d'approcher cette vitesse en moyenne au cours d'un événement hydrologique (crue) et en suivant l'équation suivante :

$$u_c(i) = \frac{\overline{x_c}}{t_p(i)} \quad (3.1)$$

avec i : l'événement traité ;
 $\overline{x_c}$: la distance hydraulique moyenne ;
 t_p : le temps de montée de l'événement.

Les travaux du chapitre 4 ont permis de répéter cette estimation de la vitesse d'écoulement sur un ensemble d'événements détectés entre 2000 et 2008 (en moyenne par bassin, 60 événements détectés chaque année). La moyenne de toutes ces estimations de u_c est ensuite utilisée afin de fournir une estimation constante dans l'espace et dans le temps du paramètre vitesse.

Selon cette approche, l'estimation de la vitesse d'écoulement nécessite une mesure de débit. Or, cette donnée n'est pas accessible sur un bassin non jaugé. Cependant, au sein de ce chapitre, la question de l'estimation de ce paramètre en contexte non jaugé n'est pas abordée. Ainsi, et comme chaque bassin étudié ici est jaugé, la vitesse d'écoulement est calibrée suivant l'équation 3.1 et en utilisant le débit disponible sur chaque bassin.

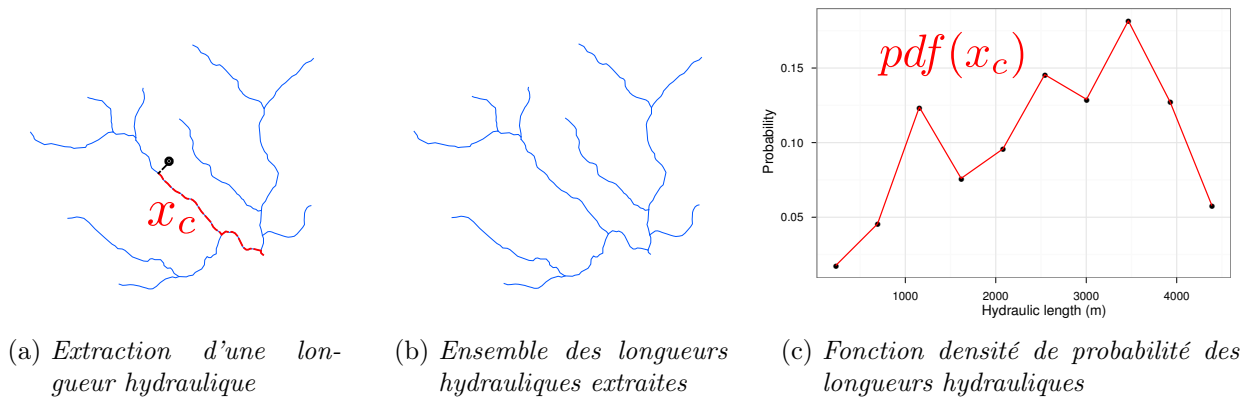


FIGURE 3.2 – Construction de la fonction de densité de probabilité des longueurs hydrauliques.

Une fois la fonction de transfert du réseau hydrographique construite, le débit Q à l'exutoire du bassin versant peut être estimé par convolution, au cours du temps t , entre l'expression matricielle de la fonction de transfert TF et le vecteur de la pluie nette R_n fournie au réseau par le versant suivant l'équation :

$$Q(t) = S \cdot R_n(t) * TF(t) \quad (3.2)$$

avec S : la surface du bassin.

Cette approche à base géomorphologique permet donc de construire facilement la fonction de transfert du réseau hydrographique quel que soit le bassin à modéliser. Dans le cas d'un bassin non jaugé, la principale difficulté reste l'estimation de la vitesse d'écoulement, mais le chapitre 4 apporte des éléments de réponse à cette question.

3.1.2 Inversion de la fonction de transfert

3.1.2.1 Principe de l'approche

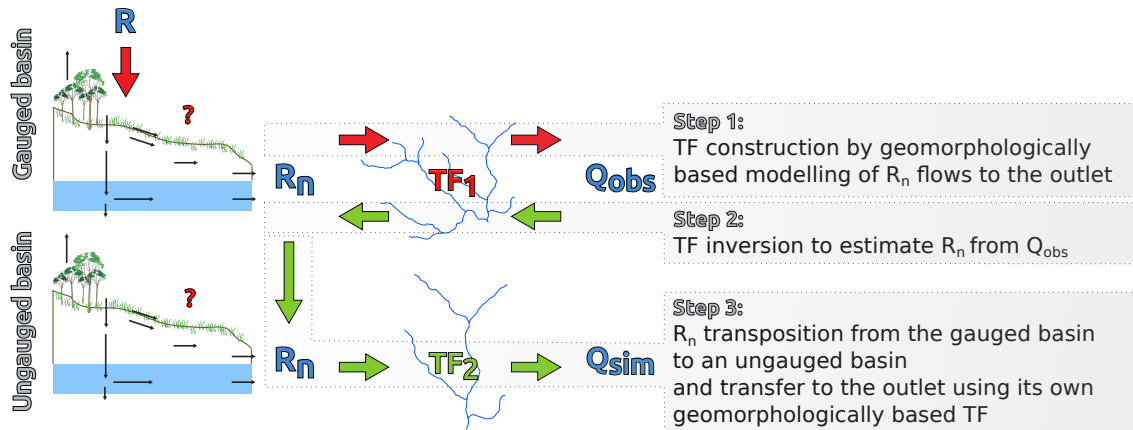


FIGURE 3.3 – Principe de la transposition d'hydrogramme d'un bassin versant source vers un autre.

L'objectif général est de transposer l'hydrogramme d'un bassin versant source (le bassin versant jaugé) vers un bassin versant cible (le bassin versant non jaugé). Cependant, un hydrogramme en tant que tel est difficilement transposable d'un bassin à un autre, notamment de par sa dépendance à l'échelle du bassin versant. Reprenant une méthodologie pré-établie (Cudennec, 2000; Boudhraâ, 2007), les simulations sont alors basées sur l'estimation de la pluie nette R_n , que l'on définit ici comme la hauteur d'eau fournie par le versant au réseau hydrographique (cf. partie 2.3.5). Contrairement à l'hydrogramme observé à l'exutoire, la pluie nette est ainsi indépendante de l'échelle d'observation. L'approche se base donc sur cette indépendance d'échelle et sur l'hypothèse d'une transposabilité entre bassins versants. Ainsi, les bassins sont regardés par couple source/cible, et la pluie nette du bassin source est la variable transférée au bassin cible. Une fois transposée, la pluie nette est reconvoquée (équation 3.2) par la propre fonction de transfert du bassin cible afin d'y simuler l'hydrogramme recherché (figure 3.3). Suivant cette méthodologie, il apparaît qu'aucune construction de fonction de production n'est nécessaire. En se basant uniquement sur une modélisation simple et linéaire du réseau hydrographique, l'approche a l'avantage de pouvoir se passer d'une modélisation de l'hétérogénéité des versants et de leur réponse non linéaire.

3.1.2.2 L'inversion

Dans le sens direct, la fonction de transfert du réseau hydrographique permet de simuler le débit à l'exutoire à partir d'une chronique de pluie nette fournie par le versant. Par opposition, l'objectif de l'inversion de cette fonction de transfert est de déterminer le vecteur de pluie nette R_n qui permet de reconstituer au mieux le vecteur de débit Q_{mes} observé à l'exutoire selon le modèle donné par l'équation 3.2. Il s'agit donc d'une déconvolution qui peut être interprétée comme un problème inverse (Tarantola & Valette, 1982; Menke, 1989).

Le problème inverse : Le problème inverse peut se résumer ainsi : on dispose de données observées D , d'informations sur les paramètres recherchés P et on part du principe de l'existence d'un modèle mathématique M tel que $D = MP$. Il est alors possible d'estimer de manière stochastique la valeur des paramètres qui ne sont pas accessibles à la mesure sous deux contraintes :

- On admet que les erreurs sur les données sont non biaisées et distribuées selon une loi normale.
- On apporte une information *a priori* sur les paramètres, P^{aprio} , qui doit être fournie à l'initialisation du calcul.

Dans ce cadre, la solution au problème recherché s'obtient en minimisant la quantité :

$$(D - MP)^T C_D^{-1} (D - MP) + (P - P^{aprio})^T C_P^{-1} (P - P^{aprio}) \quad (3.3)$$

Une solution à l'équation 3.3 est la solution du maximum de vraisemblance donnée par Tarantola & Valette (1982) :

$$P = P^{aprio} + C_P M^T (M C_P M^T + C_D)^{-1} (D - M P^{aprio}) \quad (3.4)$$

où C_D et C_P sont respectivement les matrices de covariance de D et P^{aprio} .

L'adaptation des équations 3.3 et 3.4 à nos variables étudiées donne alors respectivement les équations 3.5 et 3.6. Ainsi, la solution au problème inverse revient à minimiser la quantité :

$$(Q - Q_{mes})^T \cdot (C_Q^{mes})^{-1} \cdot (Q - Q_{mes}) + (R_n - R_n^{aprio})^T \cdot (C_{Rn}^{aprio})^{-1} \cdot (R_n - R_n^{aprio}) \quad (3.5)$$

avec

R_n^{aprio}	: une estimation <i>a priori</i> du vecteur recherché R_n ;
Q_{mes}	: le débit mesuré à l'exutoire ;
C_{Rn}^{aprio}	: la matrice de covariance du vecteur R_n^{aprio} ;
C_Q^{mes}	: la matrice de covariance du vecteur Q_{mes} ;
exposant T	: la notation d'une matrice transposée.

Grâce à plusieurs travaux précédents (Cudennec, 2000; Boudhraâ, 2007; Boudhraâ et al., 2006, 2009), et selon la théorie des problèmes inverses (Tarantola & Valette, 1982; Menke, 1989), une solution par maximum de vraisemblance peut être obtenue avec l'équation suivante :

$$R_n = R_n^{aprio} + C_{Rn}^{aprio} \cdot T F^T \cdot (T F \cdot C_{Rn}^{aprio} \cdot T F^T + C_Q^{mes})^{-1} \cdot (Q_{mes} - T F \cdot R_n^{aprio}) \quad (3.6)$$

Une contrainte est posée sur cette estimation de la pluie nette R_n : toute valeur de R_n inférieure à zéro est ramenée à zéro afin de conserver une réalité physique.

La confiance accordée à Q_{mes} et à R_n^{aprio} est traduite par les écarts type d'erreurs $\sigma d(t)$ et $\sigma p(t)$, qui sont supposés être de la forme :

$$\sigma d(t) = Ad \cdot Q(t) + Bd \quad (3.7)$$

$$\sigma p(t) = Ap \cdot R_n^{aprio}(t) + Bp \quad (3.8)$$

	Ad	$[\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$: Constante exprimant le degré de confiance accordée à Q_{mes} ;
	Bd	$[\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$: Constante servant à conserver un écart-type positif sur les débits nuls ;
avec	Ap	$[\text{mm}]$: Constante déterminant la latitude de variation de l'estimation des pluies nettes par rapport à leur valeur <i>a priori</i> ;
	Bp	$[\text{mm}]$: Constante de non-nullité sur les pluies nettes.

Ces écarts type d'erreurs servent à estimer les matrices de covariances des équations 3.5 et 3.6 tel que :

$$\text{cov}(Q(t), Q(t')) = \sigma d(t) \cdot \sigma d(t') \cdot \exp[-0.5(\frac{|t - t'| \Delta t}{Dd})^2] \quad (3.9)$$

$$\text{cov}(R_n^{aprio}(t), R_n^{aprio}(t')) = \sigma p(t) \cdot \sigma p(t') \cdot \exp[-0.5(\frac{|t - t'| \Delta t}{Tp})^2] \quad (3.10)$$

	Dd	$[\text{min}]$: Distance de décorrélation sur les débits qui présente l'intervalle de temps pendant lequel les erreurs sur les débits sont dépendantes ;
avec	Tp	$[\text{min}]$: Distance de décorrélation sur les pluies qui présente l'intervalle de temps pendant lequel les erreurs sur R_n et R_n^{aprio} sont dépendantes.

Enfin, l'information *a priori* R_n^{aprio} sur la pluie nette est estimée en se basant sur les résultats de Boudhraâ (2007). En effet, Boudhraâ (2007) a comparé deux méthodes d'estimation de cette pluie nette *a priori* : l'une construite sur l'amortissement d'une pluie brute et son étalement dans le temps par le versant, l'autre construite sur le débit spécifique retardé du temps de réponse. Elle obtient de meilleures performances en utilisant une information *a priori* basée sur le débit spécifique. Ainsi pour ce travail, R_n^{aprio} est égal au débit spécifique à l'exutoire retardé du temps de montée tel que :

$$R_n^{aprio}(t) = Q^{mes}(t + \bar{t}_p) \quad (3.11)$$

avec \bar{t}_p : la moyenne des temps de montée utilisée dans le calcul de la vitesse d'écoulement au sein du réseau.

3.1.2.3 Paramétrage de l'inversion

L'inversion nécessite donc l'estimation de six paramètres (Ad , Bd , Ap , Bp , Dd et Tp). Cependant, en suivant les recommandations de Boudhraâ (2007), seuls les paramètres Ap et Tp , ayant été repérés comme des paramètres sensibles, peuvent être regardés pour la calibration. Afin d'évaluer la qualité de la reconvolution, la méthode utilisée est la suivante : la pluie nette obtenue par inversion sur un bassin donné est reconvoluée sur ce même bassin afin de comparer l'hydrogramme simulé à celui mesuré. Pour estimer le meilleur paramétrage de Ap et Tp , la méthode mise en place se base sur la représentation graphique de l'ensemble des combinaisons possibles de paramètres par une carte iso-valeurs d'un critère de qualité d'ajustement choisi. Les résultats sont présentés dans la partie 3.2.2.

3.1.3 Évaluation des simulations

3.1.3.1 Qualité d'ajustement

Afin d'évaluer chacune des simulations, trois critères d'évaluation ont été choisis. Le premier est le critère de Nash-Sutcliffe (*NSE*) calculé pour les simulations annuelles et événementielles. La valeur prise par ce critère est décrite par l'équation suivante :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (3.12)$$

avec

- i : le pas de temps ;
- P : le débit simulé ;
- O : le débit mesuré ;
- \bar{O} : la moyenne du débit mesuré sur la période de simulation.

Les deux critères supplémentaires suivants sont calculés pour les simulations événementielles uniquement. Ce sont les valeurs absolues respectivement de la différence ΔQ de débits spécifiques de pointe et de la différence temporelle ΔT entre le pic de crue observé et le pic de crue simulé. Ainsi, ces deux critères supplémentaires facilement interprétables sont utilisés pour permettre de relativiser le critère NSE qui peut décroître rapidement à cause d'une simple translation ou d'une homothétie entre la simulation et l'observation (Moussa, 2010).

3.1.3.2 Diversité de simulations

Afin d'apprécier l'inversion en elle-même et les transpositions effectuées, trois types de simulations différentes sont mis en place :

Reconvolution vers le bassin source Outre l'intérêt de servir au paramétrage de l'inversion, la reconvolution de la pluie nette estimée par inversion vers le bassin source permet d'estimer la robustesse de la déconvolution. Ainsi, avant même de transposer la pluie nette vers un autre bassin, on estime la qualité de la pluie nette estimée par inversion.

Simulations témoins La comparaison à une simulation témoin est effectuée après la transposition d'hydrogramme d'un bassin source vers un bassin cible. Cette simulation témoin est une transposition d'hydrogramme se passant de la variable pluie nette comme variable intermédiaire dans la transposition d'une mesure de débit. Cette simulation témoin est une simple transposition du débit spécifique tel que présenté dans l'équation suivante :

$$Q_2 = \frac{S_2}{S_1} Q_1 \quad (3.13)$$

avec

- Q_1 : le débit du bassin source ;
- Q_2 : le débit du bassin cible ;
- S_1 : la superficie du bassin source ;
- S_2 : la superficie du bassin cible.

Événements construits Pour la troisième simulation d'évaluation, on se propose de créer un ensemble d'événements virtuels afin de tester un cadre théorique idéalisé de la méthode de transposition d'hydrogramme. La situation idéale recherchée est une pluie nette homogène entre tous les bassins d'études.

L'élaboration de cette situation idéalisée est résumée par les 3 étapes suivantes :

1. Construction de 64 chroniques de pluie nette virtuelle. Afin d'éviter la difficulté d'invention d'une chronique de pluie nette, celles-ci sont reprises du bassin du Coët-Dan à Naizin (figure 3.4) : huit événements par année hydrologique entre 2000 et 2008 (soit 64 événements) sont choisis en sélectionnant les huit plus importantes crues de l'année considérée. Pour chacun de ces événements et toujours pour le bassin du Coët-Dan à Naizin, la pluie nette correspondante est estimée par inversion de la fonction de transfert du réseau hydrographique.
2. Construction de 64 chroniques de débit virtuel pour les six bassins. Celles-ci sont obtenues par convolution des chroniques de pluie nette virtuelle (appliquées de manière identique pour tous les bassins) avec leur propre fonction de transfert.
3. Transpositions de ces 64 hydrogrammes virtuels entre les bassins. Ces transpositions se basent sur la méthodologie générale de transposition d'hydrogrammes précédemment décrite, à la différence qu'ici, les hydrogrammes ne correspondent pas à des hydrogrammes réellement mesurés.

Enfin, afin de comparer cette situation idéalisée à la réalité, les événements "réels" correspondants ont également servis à effectuer des transpositions d'hydrogrammes. Ceux-ci utilisent le débit réellement mesuré durant les mêmes fenêtres temporelles que les 64 événements "virtuels" (cf. étape 1).

3.2 Résultats de simulations

Cette partie 3.2 a pour but de mettre en application la méthode sur différents couples de bassins source/cible du Blavet et de l'Oust. Pour ce faire, le paramétrage de l'inversion est tout d'abord présenté avant de décrire les résultats de simulations à deux échelles temporelles différentes : l'échelle annuelle et l'échelle événementielle.

3.2.1 Application aux sous-bassins du Blavet et de l'Oust

Les bassins étudiés pour ce travail sont les six sous-bassins du Blavet et de l'Oust présentés dans la partie 1.4.3, et ne seront donc pas présentés à nouveau ici. Les transpositions mises en place utilisent Coët-Dan à Naizin (CN, 4.9 km²) comme bassin source, et ce afin de tester son rôle de source de connaissances en tant que bassin de l'ORE AgrHys (cf. partie 1.4.3). De plus, le Frémur à Guénin (FG, 15.1 km²) est utilisé comme deuxième bassin source afin d'explorer d'autres configurations spatiales entre bassins cibles et bassins sources. Les hydrogrammes de ces deux bassins sont transposés vers tous les autres bassins étudiés à savoir : Frémur à Pluméliau (FP, 5.8 km²), Coët-Organ à Quistinic (CQ, 47.7 km²), Claie à Saint-Jean-Brévelay (CS, 137 km²) et Ével à Guénin (EG, 316 km²). Ainsi, plusieurs configurations spatiales sont explorées : (1) entre bassins emboîtés (ex : FP et FG), (2) entre bassins voisins (ex : CN et CQ) et (3) entre bassins de tailles différentes (ex : CN et EG).

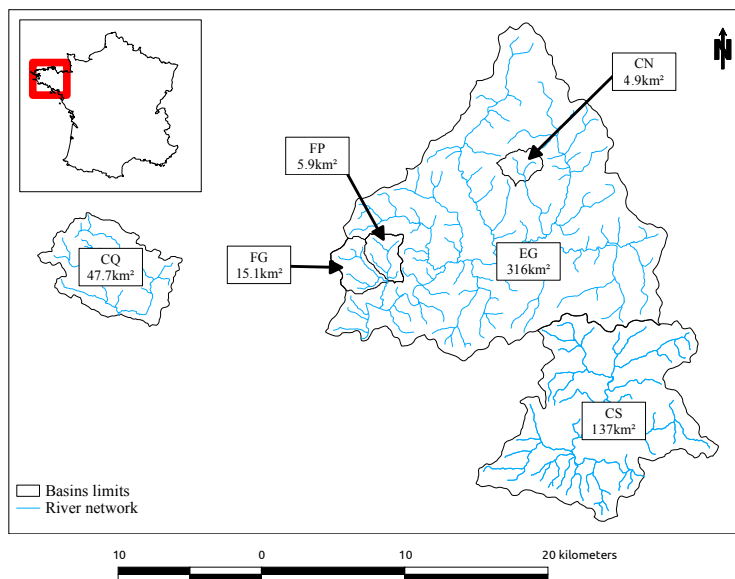


FIGURE 3.4 – Organisation spatiale des six bassins d'études.

Les transpositions sont effectuées entre octobre 2000 et octobre 2008 à l'échelle d'une année hydrologique et à l'échelle temporelle d'une crue. Les données de débits utilisées sont les données de l'ORE AgrHys pour le bassin du Coët-Dan à Naizin, et de la Banque HYDRO pour les autres bassins (cf. partie 1.4.1). Toutes les données de débit sont utilisées au pas de temps horaire.

Par conséquent, il est important de comprendre qu'aucun bassin de l'étude menée ici n'est réellement non jaugé. Cependant, tour à tour, chacun des bassins sera considéré comme "non jaugé" lorsqu'il prend le rôle du bassin cible de la transposition, et leurs mesures ne seront alors pas utilisées pour la simulation (excepté pour l'estimation de la vitesse au sein du réseau). Ainsi, il est possible d'évaluer l'ajustement de la simulation pour le bassin non-jaugé en le comparant à une mesure, ce qui serait impossible si le bassin était réellement non jaugé.

3.2.2 Résultats du paramétrage de l'inversion

Le paramétrage de l'inversion a été répété sur les 6 bassins et sur les 64 événements virtuels. La figure 3.5 synthétise les résultats pour l'ensemble de ces calibrations. Pour chaque bassin, les cartes d'iso-valeurs de qualité d'ajustement montrent que le critère NSE s'approche de 1 pour la majeure partie des combinaisons de paramètres. Ces fortes valeurs de NSE permettent d'affirmer que la pluie nette estimée par inversion est cohérente selon la fonction de transfert du bassin cible. De plus, cette estimation est assez robuste car efficace sur une large gamme de paramétrages possibles. En suivant les valeurs de NSE, les iso-lignes qui en découlent sont relativement similaires entre bassins. Au final, seule une valeur du paramètre A_p légèrement inférieure suivant la taille du bassin est prise pour le paramétrage (table 3.1).

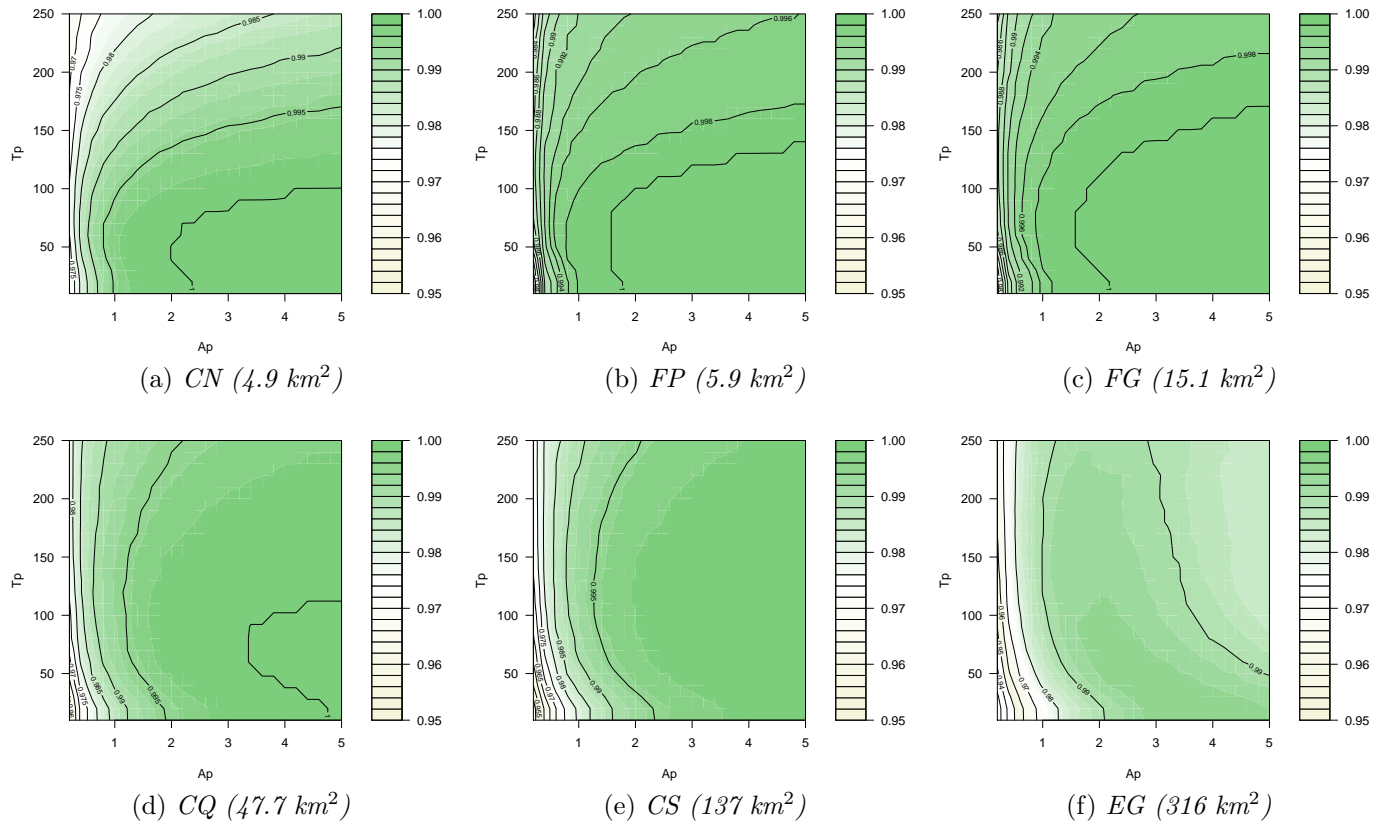


FIGURE 3.5 – Carte des iso valeurs du critère de Nash selon les valeurs prises par les paramètres Ap et Tp en moyenne sur les 64 simulations d'événements virtuels et sur chacun des six bassins étudiés. Pour chaque bassin et chaque événement, la pluie nette estimée par inversion est reconvoluée par la fonction de transfert du bassin source et comparée à la mesure du débit.

Basin	Ad	Ap	Bd	Bp	Tp	Dd	u_c ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
CN	0.2	5	0.01	0.01	50	1	0.07
FP	0.2	5	0.01	0.01	50	1	0.13
FG	0.2	5	0.01	0.01	50	1	0.13
CQ	0.2	5	0.01	0.01	50	1	0.13
CS	0.2	4	0.01	0.01	50	1	0.24
EG	0.2	3	0.01	0.01	50	1	0.28

TABLE 3.1 – Valeurs de paramètres utilisés pour l'inversion (d'après la figure 3.5) et le paramétrage de la fonction de transfert. Les vitesses correspondent à la vitesse moyenne de l'ensemble des événements détectés entre 2000 et 2008 pour chaque bassin.

3.2.3 Échelle annuelle et pluriannuelle

Donor Basin	Receiver Basin	8-year simulation NSE		1-year simulations Median NSE	
		Model	Q_{spec}	Model	Q_{spec}
CN	CQ	0.68	0.65	0.58	0.57
	CS	0.83	0.65	0.77	0.52
	EG	0.88	0.68	0.88	0.66
	FP	0.67	0.69	0.64	0.67
	FG	0.56	0.56	0.55	0.57
FG	CQ	0.37	0.13	0.75	0.58
	CS	0.11	-0.66	0.57	0.01
	EG	-0.08	-0.99	0.59	-0.15
	FP	0.75	0.82	0.85	0.93
	CN	-0.82	-0.62	0.01	-0.07
CQ	CN	0.22	0.43	0.12	0.31
CS		0.68	0.63	0.66	0.59
EG		0.77	0.70	0.77	0.68
FP		0.17	0.30	0.34	0.35
CQ	FG	0.57	0.62	0.53	0.61
CS		0.62	0.52	0.67	0.55
EG		0.56	0.48	0.63	0.53
FP		0.86	0.89	0.90	0.94

TABLE 3.2 – Critères de Nash (NSE) obtenus par les simulations pluriannuelles (une simulation sur huit années hydrologiques) et annuelles (représentées par la médiane du critère de Nash sur huit simulations d’un an entre 2000 et 2008). Les transpositions par modélisation (Model) sont comparées à une simulation témoin basée sur la transposition du débit spécifique (Q_{spec}).

Cette partie présente les résultats de simulation effectués à l’échelle d’une année hydrologique (dont le début est toujours fixé au 1^{er} octobre) et à l’échelle de huit années hydrologiques. Le tableau 3.2 montre que la simulation témoin Q_{spec} (basée sur la simple transposition du débit spécifique) obtient de bonnes performances selon le NSE entre deux bassins de tailles similaires. Parfois, la qualité de simulation peut même être supérieure à celle obtenue par inversion (eg. transpositions entre les deux bassins emboîtés Frémur à Guénin (FG) et Frémur à Pluméliau (FP)). Cependant, les critères de performance de cette simulation témoin décroissent rapidement lorsque la différence de taille entre le bassin source et le bassin cible augmente (eg. transposition entre Frémur à Guénin (FG) et Ével à Guénin (EG)). En comparaison à la simulation témoin, les valeurs de NSE obtenues par le modèle montrent une plus grande stabilité sur l’ensemble des transpositions.

D’une manière générale, le critère NSE varie entre 0.01 et 0.90 sur l’ensemble des transpositions annuelles. Les plus hautes performances sont obtenues entre les deux petits bassins emboîtés Frémur à Guénin (FG) et Frémur à Pluméliau (FP) (NSE = 0.85 avec FG comme bassin source, et NSE = 0.90 avec FG comme bassin cible). Les plus faibles performances sont

obtenues entre Frémeur à Guénin (FG) et Coët-Dan à Naizin (CN) alors que ces deux bassins sont de tailles relativement similaires. Il apparaît que la modélisation mise en place trouve un intérêt plus particulièrement évident entre deux bassins de tailles relativement différentes (eg. entre CN et EG). En d'autres termes, on vérifie ici l'intérêt de la variable intermédiaire "pluie nette" pour transposer un hydrogramme d'un bassin vers un autre : son estimation permet une meilleure indépendance d'échelle entre le bassin cible et le bassin source.

Le tableau 3.2 permet de comparer les résultats de simulations sur huit années hydrologiques (2000-2008) et ce sur chaque année simulée séparément (les critères d'ajustement sont alors synthétisés par la médiane des huit simulations). Il apparaît que les simulations impliquant Coët-Dan à Naizin (CN) sont généralement plus satisfaisantes à l'échelle pluri-annuelle qu'à l'échelle annuelle. Par opposition, les simulations impliquant Frémeur à Guénin sont généralement moins satisfaisantes à l'échelle pluri-annuelle qu'à l'échelle annuelle. On démontre ainsi une variabilité des qualités de simulation entre les années.

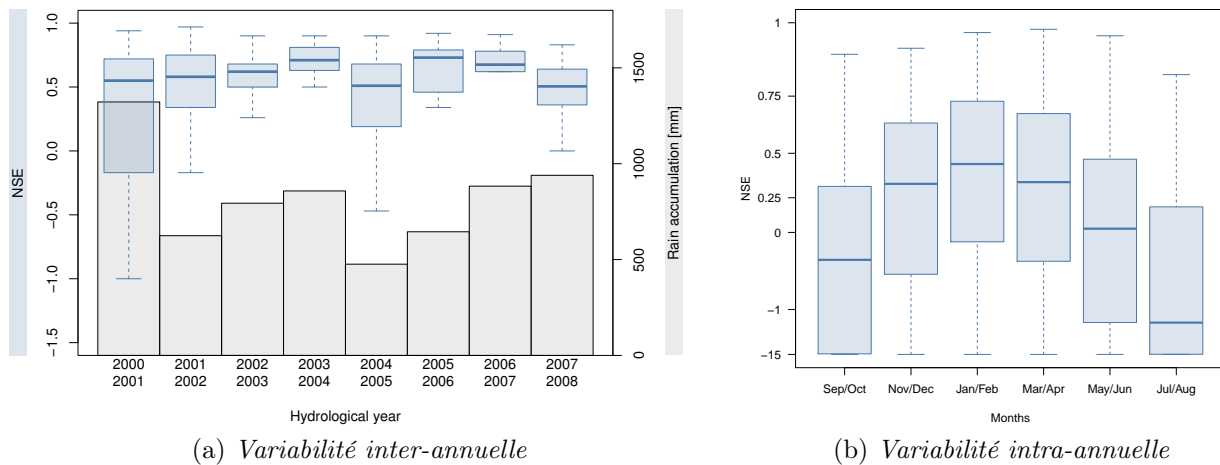


FIGURE 3.6 – Variabilité inter-annuelle et intra-annuelle du critère de Nash de l'ensemble des simulations annuelles tous couples de bassins confondus. La pluviométrie de la figure 3.6a est calculée à partir du pluviomètre situé près de Naizin.

En effet, la qualité des transpositions n'est pas uniquement dépendante du couple de bassins considéré. Il apparaît que certaines années permettent des qualités de transpositions supérieures tandis que d'autres montrent des transpositions de qualité très variable, comme l'année hydrologique 2000-2001 particulièrement humide (figure 3.6a). Cependant, le cumul annuel de pluie ne semble pas rendre compte de toute cette variabilité. Ainsi, sans réellement expliquer les raisons de cette variabilité, on conclut que la qualité des transpositions est variable au cours du temps. De plus, celle-ci semble être fortement dépendante de la période de l'année. Il semble que les saisons humides permettent des transpositions d'une qualité supérieure (figure 3.6b). Ce résultat est cohérent avec d'autres travaux montrant une plus forte similarité hydrologique des bassins durant la saison humide (Patil & Stieglitz, 2011). Durant la saison humide, la similarité des bassins pourrait être imposée par une homogénéité pluviométrique sur la région tandis que durant la saison sèche, le débit serait dominé par la

demande en évaporation spécifique de chaque bassin. Une analyse des évaporations de chaque bassin serait cependant nécessaire pour vérifier cette hypothèse.

De plus, pour un couple de bassins donné, le critère NSE varie suivant le rôle joué par chacun des bassins (source ou cible). Par exemple, et par opposition à Frémur à Guénin, Coët-Dan à Naizin obtient de meilleures performances de simulation en tant que bassin source qu'en tant que bassin cible. Cependant, ce constat n'est pas lié uniquement à l'inversion puisqu'il est également observable sur la simulation témoin qui n'utilise pas l'inversion. Ce point est aussi mis en évidence sur les simulations événementielles où grâce à une évaluation multicritère des simulations, il sera possible de démontrer que ce biais est en partie dû à la formulation mathématique du critère NSE (cf. partie 3.2.4).

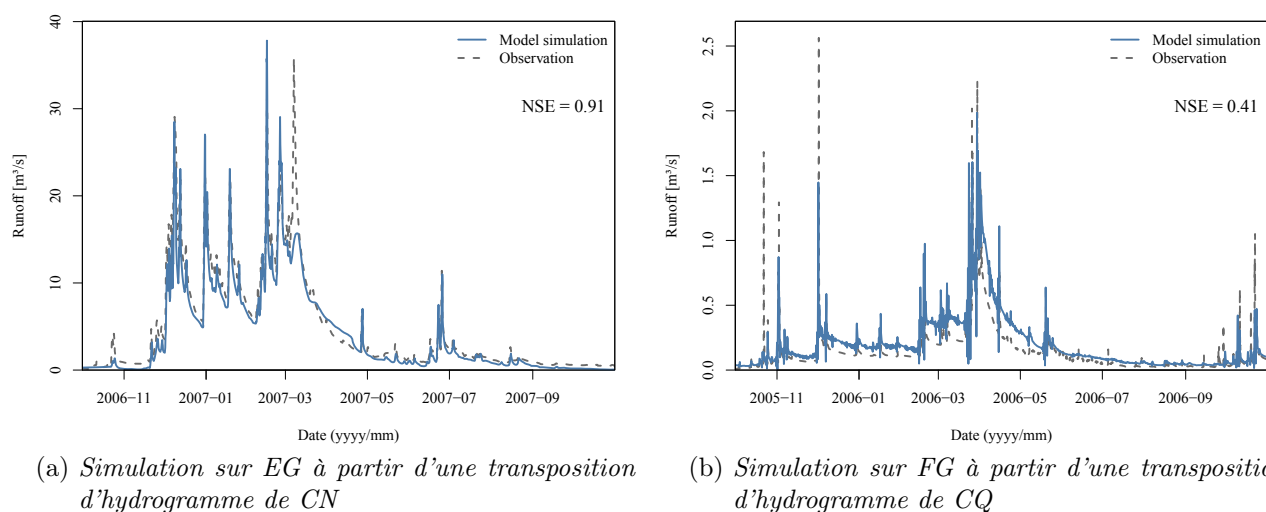


FIGURE 3.7 – Simulations annuelles d'hydrogramme pour deux transpositions. 3.7a : Exemple de la pluie nette du Coët-Dan à Naizin (CN) transposée vers l'Ével à Guénin (EG) sur l'année hydrologique 2006-2007. 3.7b : Exemple de la pluie nette du Coët-Organ à Quistinic (CQ) transposée vers le Frémur à Guénin (FG) sur l'année hydrologique 2005-2006.

Ces résultats soulignent aussi le besoin d'une meilleure compréhension des conditions nécessaires à une transposition efficace. En effet, on observe (figure 3.7a) par exemple une simulation annuelle très proche de l'observation lors d'une transposition de Coët-Dan à Naizin (CN) vers Ével à Guénin (EG) alors que ces deux bassins semblaient à première vue très différents de par leur taille. Par opposition, une simulation de Coët-Organ à Quistinic (CQ) vers Frémur à Guénin (FG) conduit toujours à une surestimation du débit, et plus particulièrement du débit de base entre les événements (figure 3.7b). Une des principales difficultés à la transposition d'hydrogramme d'un bassin vers un autre est ici mise en évidence : il apparaît nécessaire de qualifier la similarité hydrologique des deux bassins (cible et source) afin de pouvoir prédire et/ou améliorer la transposition d'hydrogramme de l'un vers l'autre. À titre d'exemple, la figure 3.7 peut être interprétée sous l'angle d'une production de ruissellement différente entre le bassin source et le bassin cible.

3.2.4 Échelle événementielle

Donor Basin	Receiver Basin	Virtual Events						Observed Events					
		Median NSE		Median ΔT		Median ΔQ		Median NSE		Median ΔT		Median ΔQ	
		Model	Q_{spec}	Model	Q_{spec}	Model	Q_{spec}	Model	Q_{spec}	Model	Q_{spec}	Model	Q_{spec}
CN	CQ	1.00	-0.05	0.00	7.00	0.02	13.57	-2.29	-2.52	5.00	4.00	15.63	16.92
	CS	1.00	-1.44	0.00	19.00	0.02	15.23	-0.42	-3.06	6.00	15.00	10.32	13.51
	EG	1.00	-2.11	0.00	25.00	0.03	16.87	-0.21	-3.18	7.00	18.00	5.85	25.50
	FP	1.00	0.80	0.00	1.00	0.03	2.61	-0.25	-0.09	2.00	2.00	19.86	19.00
	FG	1.00	0.96	0.00	0.00	0.03	2.92	0.15	0.16	1.00	1.00	30.03	22.19
FG	CQ	1.00	-0.02	0.00	8.00	0.07	8.79	-0.88	-2.14	4.00	4.00	13.36	20.79
	CS	1.00	-1.38	0.00	19.00	0.05	9.99	-1.75	-6.39	6.00	14.00	12.99	33.51
	EG	1.00	-2.07	0.00	25.00	0.03	12.04	-1.37	-6.70	7.00	18.00	12.53	41.16
	FP	1.00	0.93	0.00	1.00	0.10	0.20	0.55	0.83	1.00	0.00	5.54	9.47
	CN	1.00	0.97	0.00	0.00	0.29	2.92	-1.00	-0.56	2.00	1.00	33.38	22.19
CQ	CN	1.00	0.40	0.00	7.00	1.48	13.57	-2.04	-0.70	5.00	4.00	19.47	16.92
CS		0.99	-0.30	0.00	19.00	2.71	15.23	-0.15	-0.56	5.00	15.00	14.30	13.51
EG		0.96	-0.43	0.00	25.00	4.96	16.87	-0.17	-0.38	6.00	18.00	13.47	25.50
FP		1.00	0.81	0.00	1.00	0.35	2.61	-1.34	-0.23	3.00	2.00	21.14	19.00
CQ	FG	1.00	0.34	0.00	8.00	0.75	8.79	-0.65	-0.08	5.00	4.00	16.14	20.79
CS		1.00	-0.39	0.00	19.00	1.54	9.99	0.01	-0.42	4.00	14.00	30.99	33.51
EG		0.98	-0.52	0.00	25.00	3.03	12.04	-0.12	-0.53	7.00	18.00	34.40	41.16
FP		1.00	0.93	0.00	1.00	0.14	0.20	0.70	0.87	2.00	0.00	13.59	9.47

TABLE 3.3 – Médianes des critères d’ajustement des 64 simulations d’événements : critère NSE, valeurs absolues des différences de débits spécifiques ΔQ ($10^{-9}m \cdot s^{-1}$) et différences temporelles ΔT (h) entre le pic de crue observé et le pic de crue simulé. Les simulations sont comparées à une simulation témoin Q_{spec} , et sont effectuées en contexte réel et idéalisé comme décrit dans la partie 3.1.3.2.

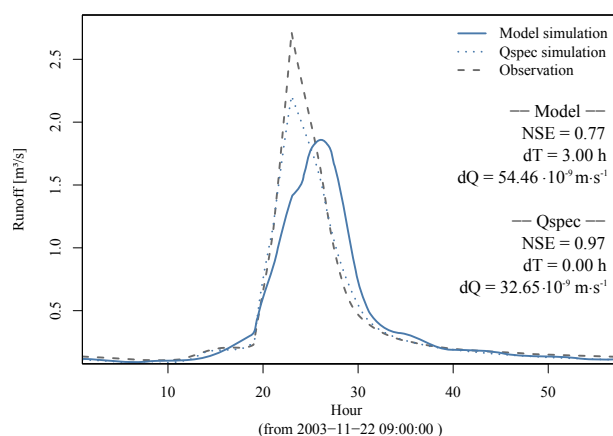
Cette partie s’intéresse aux simulations événementielles et à la comparaison d’un cadre de simulation idéal (événements virtuels) à un cadre réel. D’une manière générale, et au regard du critère NSE, on constate que les simulations d’événements réels conduisent à des qualités d’ajustement moindres en comparaison de celles obtenues à l’échelle annuelle ou pluri-annuelle (partie 3.2.3). Ce constat peut être associé au fait qu’à l’échelle annuelle, les critères d’ajustement vont plus traduire la qualité de simulation moyenne sur l’année. Par opposition, à l’échelle événementielle, les critères d’ajustement sont calculés sur une période restreinte, et ceux-ci peuvent être alors plus dépendants, par exemple, de la précision du phasage temporel de chaque crue simulée.

De même qu’à l’échelle d’une année hydrologique, les plus fortes valeurs de NSE sont obtenues entre Frémeur à Guénin (FG) et Frémeur à Plumélia (FP). Cependant, pour ce couple de bassins, les simulations du modèle restent toujours d’une qualité inférieure à celle obtenue avec la simulation témoin Q_{spec} . D’une manière générale, les transpositions entre deux bassins voisins distants, notamment les transpositions vers Coët-Organ à Quistinic (CQ), aboutissent à des qualités de simulations inférieures à celles effectuées entre deux bassins emboîtés (transpositions entre sous-bassins de l’Evel). Ce résultat semble mettre en évidence une limite spatiale à la transposition d’hydrogramme entre bassins versants, mais peut aussi

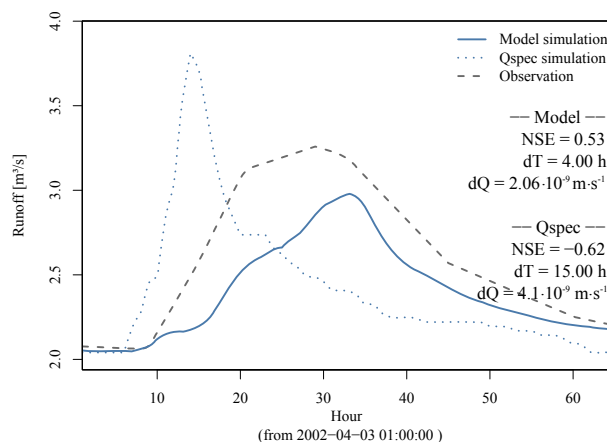
s'expliquer par une singularité hydrologique plus prononcée du Coët-Organ à Quistinic (CQ) engendrant ces difficultés de simulations.

L'intérêt de l'inversion par rapport à une simple transposition du débit spécifique se confirme, notamment lorsqu'une différence de superficie relativement importante est observée entre le bassin cible et le bassin source (transposition impliquant la Claie à Saint-Jean-Brévelay (CS) ou l'Ével à Guénin (EG)).

La figure 3.8 permet d'illustrer les différentes erreurs de simulations généralement observées. Les erreurs constatées lors des simulations sont notamment une sous-estimation du pic de crue simulé (figure 3.8a). Cette erreur peut elle-même être interprétée par une sous-estimation du paramètre vitesse d'écoulement au sein de la fonction de transfert du réseau hydrographique, créant de surcroît un décalage temporel du pic de crue simulé. Par comparaison, la simulation témoin Q_{spec} entre Frémeur à Pluméliau (FP) et Frémeur à Guénin (FG) montre un décalage plus faible. Une relativement bonne information sur le paramètre vitesse d'écoulement pourrait donc être apportée par le bassin source dans cette situation. Pour d'autres simulations, telles que celles effectuées entre Coët-Dan à Naizin (CN) et la Claie à Saint-Jean-Brévelay (CS), même si la vitesse d'écoulement semble correctement estimée, le modèle sous-estime le débit sur l'événement tout entier (figure 3.8b). Cette erreur peut être interprétée par une différence de pluie brute et/ou une différence de production de ruissellement entre le bassin cible et le bassin source. Cependant, pour ce couple donné et de par la différence de taille relativement importante entre les deux bassins, le modèle permet d'obtenir une simulation bien plus proche de l'observation que la simulation témoin Q_{spec} .



(a) Simulation sur FG à partir d'une transposition d'hydrogramme de FP



(b) Simulation sur CS à partir d'une transposition d'hydrogramme de CN

FIGURE 3.8 – Simulations événementielles d'hydrogramme pour deux transpositions (celle par modélisation et celle utilisant Q_{spec}). Sous-figure 3.8a : la pluie nette de Frémeur à Pluméliau (FP) est transposée vers Frémeur à Guénin (FG). Sous-figure 3.8b : la pluie nette de Coët-Dan à Naizin (CN) est transposée vers la Claie à Saint-Jean-Brévelay.

De même que pour les simulations annuelles, il apparaît de nouveau qu'au sein d'un couple de bassins donné, il n'existe pas de réciprocity dans la qualité de simulation obtenue lorsque les rôles source/cible sont inversés. La comparaison des différents critères apporte des éléments de réponse à cette question. En effet, au regard des critères ΔT et ΔQ sur la simulation témoin Q_{spec} , aucune différence n'est visible lorsque les rôles source/cible sont inversés. Au regard du NSE cependant, des différences sont constatées, et ceci s'explique par la formulation mathématique même du critère NSE (cf. équation 3.12) où l'observation et la simulation ne sont pas interchangeables. Ainsi, et contrairement aux critères ΔT et ΔQ , le critère NSE ne permet donc pas de regarder la réciprocity des qualités des simulations obtenues lorsque les rôles source/cible sont inversés. Malgré cela, au regard des critères ΔT et ΔQ sur la simulation du modèle, des différences sont observées lorsque les rôles source/cible sont inversés. Par comparaison à la simulation témoin, on conclut donc que le processus d'inversion et de convolution introduit un biais dans la réciprocity des rôles cible/source. Ce biais est assez peu visible sur le critère ΔT mais peut être relativement important sur le critère ΔQ (eg. FG vers EG implique $\Delta Q = 1.253 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ tandis que EG vers FG implique $\Delta Q = 3.440 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Dans le cadre idéalisé d'une pluie nette homogène entre tous les bassins versants, de très bonnes qualités de simulation sont constatées avec le NSE égal à 1 et des valeurs de ΔT et ΔQ proches ou égales à 0. Par comparaison, la simulation témoin présente dans ce contexte idéalisé des simulations de qualité bien inférieure. Ainsi, ce résultat met en évidence la robustesse de l'approche. Par comparaison aux simulations dans un cadre réel, ce résultat illustre également l'importance de l'hypothèse simplificatrice sous-jacente de l'approche proposée, à savoir le fait que les pluies nettes ne sont pas homogènes entre les bassins. Néanmoins, l'approche présente un potentiel important si une correction de ces chroniques de pluie nette pouvait être apportée.

Quelques couples de bassins présentent des résultats cependant inférieurs aux autres avec des valeurs de NSE inférieures à 1 (bien que toujours très proches). On vérifie de nouveau ici qu'un léger biais peut être créé par l'inversion. En effet, on peut conclure, pour ces quelques couples de bassins, que la pluie nette estimée par inversion n'est pas exactement celle qui a servi à créer l'événement virtuel. Ce biais semble visible particulièrement avec des inversions effectuées sur les plus grands bassins (Ével à Guénin (EG) et Claie à Saint-Jean-Brévelay (CS)). Or, l'inversion sur ces deux bassins se distingue par un paramétrage légèrement différent. On peut donc penser que le biais lié à l'inversion est dû à un biais lié au paramétrage.

3.2.5 Conclusion

Ainsi, une pluie nette peut être estimée de manière robuste et générique à travers l'inversion d'une fonction de transfert à base géomorphologique du réseau hydrographique. Cette variable inaccessible à la mesure est une information hydrologique originale qui peut être estimée facilement pour chaque bassin jaugé. L'indépendance d'échelle de cette variable autorise sa transposition vers des bassins versants non jaugés afin de permettre une simulation d'hydrogramme en ce point.

Cette méthodologie a été appliquée pour la première fois en Bretagne, en explorant de multiples couples de bassins aux configurations spatiales variées (emboîtés, voisins et plus ou moins distants) et de tailles différentes (de 5 à 316 km²). Les simulations ont été effectuées

à l'échelle événementielle et testées pour la première fois également à l'échelle annuelle et pluri-annuelle. Afin de discuter des résultats de la méthode, les simulations ont été effectuées dans un contexte idéalisé (pluie nette homogène entre tous les bassins) et en situation réelle.

Pour chaque couple de bassins, le modèle permet une simulation très proche de l'observation virtuelle en contexte idéalisé, mais cette précision décroît significativement en situation réelle. Par conséquent, la méthode laisse entrevoir un fort potentiel si la pluie nette entre les bassins pouvait être corrigée avant d'être transposée vers un bassin cible. D'après les erreurs remarquées dans les simulations, cette correction devrait notamment se baser sur la différence de pluie brute et de production de ruissellement relativement entre le bassin cible et le bassin source.

Les simulations annuelles ont permis de démontrer que, même si la qualité de simulation varie entre les années, des résultats d'une qualité tout à fait acceptable peuvent être obtenus, même entre bassins de tailles largement différentes. À cette échelle annuelle, les plus faibles performances de simulation sont souvent expliquées par une sur- ou sous-estimation du débit de base. En effet, l'approche à base géomorphologique de la modélisation ne s'attache à décrire qu'une partie de l'histoire de tout écoulement au sein du bassin versant, à savoir la spécificité de la réponse due à l'écoulement rapide dans le réseau hydrographique. Ainsi, même si tout écoulement finit par être décrit par le modèle à base géomorphologique (car finit par arriver au réseau hydrographique), toute l'histoire qui précède et qui caractérise également la spécificité de la réponse du bassin n'y est pas décrite. Il s'agit tout d'abord de la production même de pluie nette par le versant, mais également de la contribution d'écoulements souterrains qui ne sera prise en compte dans la modélisation qu'une fois qu'elle atteindra le réseau (ce qui peut ne représenter qu'une infime partie de son histoire). Par conséquent, si une différence de fonctionnement, en dehors de ce qui est décrit par la modélisation, existe entre le bassin cible et le bassin source, alors on peut s'attendre à une baisse de qualité de simulation. Par opposition, lorsque le bassin cible et le bassin source montrent une certaine similarité de fonctionnement, alors on peut s'attendre à une qualité de simulation plus importante.

À l'échelle événementielle, la modélisation est limitée par deux principales hypothèses simplificatrices. Tout d'abord, supposer une vitesse constante au sein du réseau et pour tous les événements conduit à une simulation du pic de crue bien souvent en retard ou en avance sur le pic de crue observé. En se libérant de cette hypothèse et en considérant la variabilité temporelle de cette vitesse, la performance des simulations événementielles pourrait être améliorée. Cependant, son estimation, même constante, reste un défi important sur un bassin versant non jaugé. Ensuite, supposer une homogénéité au sein du couple de bassins de la pluie brute d'une part, et de la production de ruissellement d'autre part, conduit également à une différence en termes de pic de crue simulé. Cependant, il a été démontré que l'approche de modélisation est à même de considérer la variabilité spatio-temporelle de la pluie brute dans le sens direct (Cudennec et al., 2005; Chargui et al., 2009). Ces travaux pourraient donc servir à relaxer cette hypothèse d'une homogénéité spatio-temporelle de la pluie.

En définitive, la méthode semble donc présenter un potentiel important pour permettre une estimation du débit dans les bassins versants non jaugés. En estimant l'eau fournie par le versant au réseau hydrographique, il apparaît possible de transférer cette information hydrologique même entre bassins de tailles largement différentes. En se basant sur une fonction de transfert à base géomorphologique simple et robuste, ces travaux amènent cependant à étudier la question plus complexe de la similarité hydrologique des bassins.

3.3 Mise en questions de l'approche

Dans la partie 3.2, plusieurs pistes d'amélioration de la méthode d'inversion ont été identifiées. On se propose ici de vérifier deux de ces hypothèses, à savoir : l'amélioration de l'estimation du débit de base et l'amélioration de l'estimation du paramètre vitesse d'écoulement au sein de la fonction de transfert. Sans prétendre fournir une solution complète à ces deux questions, les travaux qui suivent explorent l'intérêt d'investir sur ces interrogations.

Les périodes de simulation par transposition d'hydrogramme dans cette partie 3.3 diffèrent de la partie 3.2 précédente. En effet, au sein d'un couple de bassins donné, les transpositions s'effectuent sur tous les événements communs au bassin cible et au bassin source détectés entre 2000 et 2008, et non plus sur des périodes fixes et identiques à tous les bassins. La raison qui a poussé ce travail sur des événements communs vient de l'estimation de la vitesse d'écoulement dont le calcul est plus difficile si aucune crue n'est observée (cf. partie 3.3.2). La méthode de détection d'événements communs est présentée plus tard dans la partie 4.5.2. Par conséquent, les résultats ne pourront pas être comparés entre couples de bassins puisque les différents couples n'utilisent pas les mêmes événements. Néanmoins, l'objectif est uniquement ici de regarder, au sein d'un couple de bassins donné, l'effet des deux améliorations proposées afin d'en déterminer l'effet.

Pour l'ensemble des simulations de cette partie 3.3, le paramétrage de l'inversion est identique à celui qui est utilisé dans la partie 3.2 et présenté dans le tableau 3.1. De même, pour toutes les simulations, le paramétrage de la fonction de transfert du bassin source, à savoir l'estimation du paramètre vitesse d'écoulement, est estimé à partir du temps de réponse suivant l'équation 3.16 supposée être la meilleure estimation de toutes celles proposées dans la partie 3.3.2. Pour le bassin cible, seule la partie 3.3.2 explore des estimations de vitesses différentes de celle qui est utilisée jusqu'ici, à savoir basée sur le temps de réponse (équation 3.1).

3.3.1 Débit de base

La partie 3.2 aura mis en évidence qu'une des principales erreurs constatées lors d'une transposition d'hydrogramme se situe dans l'estimation du débit de base. On se propose ici de corriger les simulations afin d'explorer une potentielle correction du débit de base. Cette correction du débit de base n'est cependant pas une amélioration de la modélisation. En effet, il s'agit d'une correction faite *a posteriori* utilisant la mesure de débit du bassin cible afin de corriger le débit de base de la simulation. Le but est d'être à même de qualifier séparément la simulation du ruissellement rapide en dehors de l'erreur faite sur le débit de base. On cherche donc à valider une hypothèse formulée dans la partie 3.2 et à apprendre des erreurs de simulation.

La correction proposée se base sur une méthode de décomposition d'hydrogramme et peut se résumer par les trois étapes suivantes :

1. estimation du débit de base par décomposition d'hydrogramme à la lecture du débit simulé à l'exutoire du bassin cible,
2. estimation du débit de base par décomposition d'hydrogramme à la lecture du débit observé à l'exutoire du bassin cible,

3. correction de la simulation en remplaçant le débit de base "simulé" par le débit de base "observé".

La méthode de décomposition d'hydrogramme choisie utilise le module linéaire de IHACRES (Jakeman & Hornberger, 1993) où la pluie nette est partagée en deux composantes : une réponse rapide et une réponse lente.

$$Q_b(i) = \beta_s R_n(i) - \alpha_s Q_b(i-1) \quad (3.14)$$

$$Q_d(i) = \beta_q R_n(i) - \alpha_q Q_d(i-1) \quad (3.15)$$

avec

- i : le pas de temps ;
- R_n : la pluie nette ;
- Q_b : le débit de base (réponse lente) ;
- Q_d : le ruissellement pur (réponse rapide) ;
- α_s et β_s : paramètres liés à la réponse lente ;
- α_q et β_q : paramètres liés à la réponse rapide.

En se basant sur les équations décrites par Chapman (1999), la réponse lente (débit de base) peut être obtenue comme la différence entre le débit total simulé et la réponse rapide (ruissellement pur). Cette méthode nécessite l'estimation de trois paramètres calibrés graphiquement et prenant les valeurs suivantes pour tous les événements :

$$\begin{aligned} k = -\alpha_s - \alpha_q \beta_s / \beta_q & : & 1 \\ C = \beta_s / \beta_q & : & 0.05 \\ \alpha_q & : & 0.1 \end{aligned}$$

Les résultats des simulations corrigées sont présentés dans le tableau 3.4. Il apparaît qu'une correction du débit de base permet une forte amélioration des simulations, passant le NSE d'une valeur souvent négative (valeur médiane de -0.73) à une valeur souvent positive (valeur médiane de 0.47). De plus, la simulation témoin Q_{spec} permet de vérifier que les performances de simulations ne sont pas dues uniquement à cette correction du débit de base. En effet, de faibles qualités de simulation sont également obtenues malgré la correction du débit de base sur la simulation témoin Q_{spec} .

En cohérence avec la partie 3.2, l'intérêt de l'inversion est de nouveau démontré ici lorsque la différence de taille entre le bassin cible et le bassin source est importante. Par exemple, les deux meilleures performances de simulation utilisant Coët-Dan à Naizin (CN) comme bassin source sont obtenues vers les deux plus grands bassins à savoir l'Ével à Guénin (EG) et la Claie à Saint-Jean-Brévelay (CS). Par opposition, sur ces mêmes couples de bassins, ce sont les plus faibles performances de la simulation témoin Q_{spec} qui sont observées. On vérifie donc l'intérêt d'estimer une variable indépendante de l'échelle d'observation, à savoir la pluie nette, pour transposer un hydrogramme d'un bassin vers un autre.

Donor basin	Receiver basin	Median NSE			
		Without baseflow correction		With baseflow correction	
		Model	Q_{spec}	Model	Q_{spec}
CN	CQ	-3.32	-2.91	0.51	0.46
	CS	-1.39	-3.76	0.67	0.06
	EG	-0.63	-2.89	0.58	-0.95
	FG	-0.62	-0.45	0.45	0.66
	FP	-0.59	-0.42	0.50	0.67
FG	CN	-5.22	-4.29	-0.45	0.38
	CQ	-0.98	-2.57	0.51	-0.23
	CS	-0.83	-5.66	0.49	-2.47
	EG	-4.16	-11.75	0.42	-5.58
	FP	0.13	0.57	0.53	0.87
CQ	CN	-3.31	-2.78	0.18	0.49
CS		-1.43	-1.73	0.30	0.15
EG		0.08	-0.48	0.57	0.19
FP		-3.07	-1.93	-0.22	0.52
CQ	FG	-0.12	-0.11	0.45	0.43
CS		0.05	-0.27	0.40	0.21
EG		-0.10	-0.59	0.41	0.21
FP		0.13	0.65	0.51	0.90

TABLE 3.4 – Médiane des critères NSE obtenus sur un ensemble de simulations événementielles avec et sans correction a posteriori du débit de base. Au sein d'un couple de bassin cible/source, les événements simulés sont les événements détectés en commun entre ces deux bassins.

Sur certaines transpositions, telles que du Frémur à Pluméliau vers Coët-Dan à Naizin, des performances assez faibles relativement à la simulation témoin sont observées (NSE de -0.22 contre 0.52 pour la simulation témoin). La figure 3.9 (page 49) permettra de comprendre une des raisons de ce résultat. Entre deux bassins de tailles similaires, la simulation témoin montre une meilleure estimation du phasage temporelle de la crue, et ce phasage peut être relié au paramètre vitesse d'écoulement de la fonction de transfert qui est ici identique pour tous les événements. L'estimation de ce paramètre apparaît donc de nouveau comme étant une des principales difficultés de l'approche. C'est l'objet de la partie 3.3.2 qui suit.

3.3.2 Vitesse d'écoulement

Dans les parties 3.2 et 3.3.1 précédentes, une seule vitesse était utilisée par bassin cible sur l'ensemble des simulations. On se propose dans cette partie d'estimer une vitesse différente pour chaque événement simulé. Ainsi, même si au sein d'un événement donné, la vitesse d'écoulement est supposée constante, l'intérêt de considérer une variabilité temporelle de ce paramètre entre événements est examiné. De plus, afin de faire face à la question de l'estimation de ce paramètre en contexte non jaugé, trois estimations de ce paramètre vitesse pour le bassin cible (supposé non jaugé) sont comparées :

1. Une vitesse u_c estimée pour chaque événement i à partir du temps de réponse de l'événement tel que :

$$u_c(i) = \frac{\bar{x}_c}{t_r(i)} \quad (3.16)$$

avec i : l'événement traité ;
 avec \bar{x}_c : la distance hydraulique moyenne ;
 t_r : le temps de réponse de l'événement.

Le temps de réponse est calculé comme étant la durée séparant le centre de gravité de la pluie et le pic de débit de l'événement. La pluie utilisée est la pluie du pluviomètre INRA situé près de la ville de Naizin (et donc proche de l'exutoire du Coët-Dan à Naizin). Cette vitesse est calculée pour le bassin source comme pour le bassin cible (même si théoriquement la mesure de débit n'y est pas disponible) afin d'avoir un point de comparaison d'une estimation "idéale" de la vitesse.

2. La vitesse u_c de l'équation 3.16 précédente transposée du bassin source vers le bassin cible. Cette vitesse étudie une première approche dans l'estimation de la vitesse sur un bassin non jaugé, à savoir la transposition du paramètre d'un bassin source vers un bassin cible.
3. La méthode d'estimation de la vitesse de la partie 3.2 précédente. Cette vitesse est la vitesse médiane d'un ensemble de vitesses estimées à partir de la médiane des temps de montée détectés entre 2000 et 2008. Cette estimation de la vitesse est construite suivant l'équation 3.1.

Les résultats obtenus à partir de ces trois estimations de la vitesse d'écoulement sont combinés ou non à une correction *a posteriori* du débit de base (cf. partie 3.3.1) et sont présentés dans le tableau 3.5. L'effet produit par les variations du paramètre vitesse ne conduit pas à un changement aussi visible que celui qui est observé lors de la correction du débit de base. Néanmoins, les trois vitesses montrent des résultats de simulations assez différents, confirmant donc l'importance de ce paramètre.

Donor basin	Receiver basin	Median NSE							
		Without baseflow correction				With baseflow correction			
		v_i function of median rising time	v_i transposed from donor	v_i function of lag time	Transposing Q_{spec}	v_i function of median rising time	v_i transposed from donor	v_i function of lag time	Transposing Q_{spec}
CN	CQ	-3.32	-3.32	-2.65	-2.91	0.51	0.48	0.74	0.46
	CS	-1.39	-2.68	-1.19	-3.76	0.67	0.56	0.73	0.06
	EG	-0.63	-2.11	0.08	-2.89	0.58	0.57	0.76	-0.95
	FG	-0.62	-0.64	-0.43	-0.45	0.45	0.46	0.66	0.66
	FP	-0.59	-0.55	-0.40	-0.42	0.50	0.60	0.67	0.67
FG	CN	-5.22	-5.97	-4.88	-4.29	-0.45	-1.44	-0.08	0.38
	CQ	-0.98	-1.20	-0.92	-2.57	0.51	0.54	0.68	-0.23
	CS	-0.83	-0.58	-0.83	-5.66	0.49	0.51	0.50	-2.47
	EG	-4.16	-1.83	-3.65	-11.75	0.42	0.51	0.59	-5.58
	FP	0.13	0.41	0.55	0.57	0.53	0.81	0.83	0.87
CQ	CN	-3.31	-4.28	-3.34	-2.78	0.18	-0.86	0.23	0.49
CS		-1.43	-3.86	-1.29	-1.73	0.30	-0.06	0.25	0.15
EG		0.08	-0.46	-0.01	-0.48	0.57	0.24	0.44	0.19
FP		-3.07	-2.88	-2.59	-1.93	-0.22	-0.44	-0.05	0.52
CQ	FG	-0.12	0.05	0.01	-0.11	0.45	0.47	0.47	0.43
CS		0.05	0.02	0.08	-0.27	0.40	0.28	0.36	0.21
EG		-0.10	-0.17	-0.05	-0.59	0.41	0.31	0.40	0.21
FP		0.13	0.61	0.68	0.65	0.51	0.88	0.89	0.90

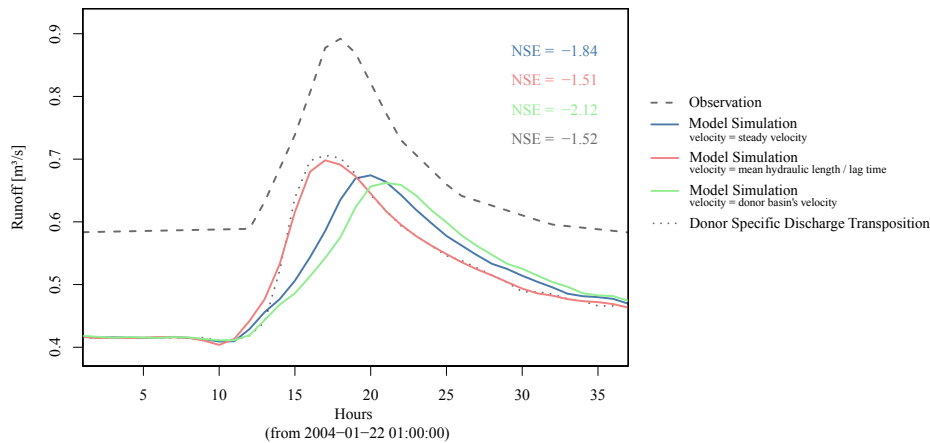
TABLE 3.5 – *Médiane des critères NSE obtenus sur un ensemble de simulations événementielles et pour différentes estimations de la vitesse sur le bassin cible, avec et sans correction du débit de base. Au sein d'un couple de bassin cible/source, les événements simulés sont les événements détectés en commun entre ces deux bassins.*

Il est montré qu'estimer le paramètre vitesse à chaque nouvel événement simulé aboutit assez généralement à une amélioration de la simulation. Cependant, la prise en compte de la variabilité temporelle de ce paramètre influence chaque couple de bassins différemment. Ainsi, lorsque Coët-Dan à Naizin est pris comme bassin source, les meilleurs résultats sont obtenus avec l'estimation du paramètre vitesse basée sur le temps de réponse de chaque événement. Le NSE varie alors entre 0.66 et 0.76. Certains couples font cependant exception : ce sont les simulations utilisant les trois plus grands bassins comme bassin source à savoir, le Coët-Organ à Quistinic (CQ), la Claie à Saint-Jean-Brévelay (CS) et l'Ével à Guénin (EG). Pour ces trois bassins sources, une simple vitesse constante dans le temps conduit à des valeurs de NSE aussi fortes, voire supérieures à celles qui sont obtenues avec une vitesse réestimée à chaque événement sur le temps de réponse.

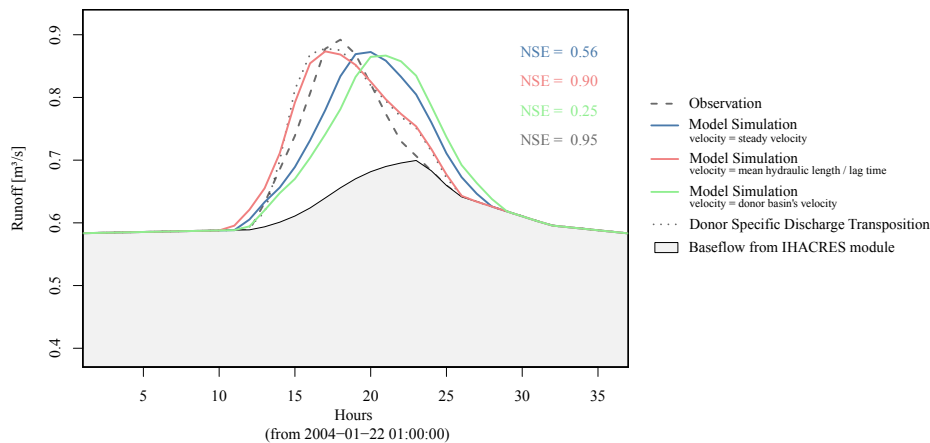
De plus, par comparaison à une vitesse transposée, une vitesse constante dans le temps montre une plus grande robustesse de simulation qu'une vitesse estimée à chaque événement, mais basée sur une transposition du paramètre entre le bassin cible et le bassin source. En effet, les plus fortes chutes de NSE sont associées à une transposition de ce paramètre vitesse. Ainsi, on peut conclure qu'avant de chercher à estimer la variabilité temporelle du paramètre vitesse il est préférable de chercher à connaître la vitesse caractéristique du bassin cible. Les transpositions entre le Frémeur à Plumélieu (FP) et le Frémeur à Guénin (FG) font cependant exception à cette conclusion. Pour ces deux bassins très proches et fortement emboîtés, la transposition du paramètre vitesse semble être une approche efficace.

Pour certains couples, tels que Frémeur à Plumélieu (FP) / Frémeur à Guénin (FG), les résultats des parties précédentes montraient souvent une meilleure performance de la simulation témoin Q_{spec} par rapport à la simulation du modèle. On constate qu'ici la prise en compte

de la variabilité temporelle de la vitesse permet de se rapprocher de ces qualités de simulation (figure 3.9). Ainsi, on vérifie qu'une certaine information liée à la vitesse d'écoulement est contenue dans le bassin source, mais n'est cependant pas toujours facilement transférable à tous les bassins cibles potentiels.



(a) Simulations réelles sans correction



(b) Simulations avec correction a posteriori du débit de base

FIGURE 3.9 – Exemple de simulations de Coët-Dan à Naizin vers Frémur à Guénin avec différente estimation de vitesse d'écoulement. La figure 3.9b illustre ce qu'une correction du débit de base pourrait apporter en comparaison d'une simulation sans correction sur la figure 3.9a.

En conclusion, l'amélioration de l'estimation du paramètre vitesse ne permet pas une aussi forte amélioration qu'une correction du débit de base qui reste donc l'erreur majeure de la modélisation. Cependant, outre cette erreur déjà discutée dans les parties 3.2 et 3.3.1 précédentes, l'estimation du paramètre vitesse d'écoulement reste une question importante à considérer pour le bassin cible. Il est montré qu'une estimation de la vitesse sur le temps

de réponse de chaque événement permet un bon phasage temporel de l'événement simulé. Cependant, pour une meilleure robustesse des simulations, il apparaît tout d'abord important de qualifier une vitesse caractéristique constante par bassin avant de chercher à qualifier sa variabilité dans le temps.

3.3.3 Conclusion

Les travaux de cette partie 3.3 ont permis de confirmer les hypothèses formulées dans la partie 3.2 précédente. Ainsi, si l'estimation du débit de base et l'estimation de la vitesse d'écoulement pouvaient être corrigées, alors une réelle amélioration des qualités de simulation pourrait être observée. Une qualité de simulation tout à fait acceptable, relativement à un bassin non jaugé, pourrait alors être atteinte.

Cependant, si les difficultés ont été identifiées, ce chapitre 3 n'apporte pas de réelles solutions. Comment corriger la simulation du débit de base pour le bassin cible ? Les hypothèses formulées dans la partie 3.2 mettent en avant la nécessité d'une part de considérer la variabilité de la pluie pouvant être à la source même de cette question, mais également d'autre part, de regarder un peu plus le fonctionnement de versant supposé homogène entre le bassin source et le bassin cible. Mais alors comment une simple modélisation du réseau peut-elle réussir à considérer l'hétérogénéité spatio-temporelle de la pluie sans modéliser le parcours de cette eau sur le versant avant de rejoindre le réseau ? De même, comment réussir à relaxer l'hypothèse d'une homogénéité de fonctionnement de versant entre le bassin source et le bassin cible alors que la modélisation mise en œuvre ne considère que l'hétérogénéité de fonctionnement du réseau hydrographique ? Les chapitres 6 et 7 se sont construits sur ces questions.

Le deuxième défi identifié ici est l'estimation de la vitesse d'écoulement au sein de la fonction de transfert du réseau hydrographique. En se basant sur le temps de réponse ou le temps de montée, ce chapitre propose une estimation de ce paramètre basée sur l'observation d'une mesure. Par définition, cette approche ne peut donc en réalité être appliquée sur des bassins réellement non jaugés où aucune mesure n'est accessible. Une transposition du paramètre du bassin source vers le bassin cible appliquée dans la partie 3.3.2 est possible, mais aura montré des résultats d'une qualité variable. Ainsi, il est apparu que l'estimation d'une vitesse, même constante au cours du temps, était la première question à résoudre pour rendre la méthode réellement applicable en contexte non jaugé. Le chapitre 4 qui suit s'attèle à cette question.

Approche régionale de la vitesse d'écoulement

Sommaire

4.1	Le paramètre vitesse	52
4.1.1	L'utilité d'une modélisation à base géomorphologique pour la question des bassins non jaugés	52
4.1.2	Le paramètre vitesse dans une modélisation à base géomorphologique	52
4.1.3	Estimation du paramètre vitesse au sein d'un bassin jaugé	53
4.1.4	Estimation du paramètre vitesse au sein d'un bassin non jaugé	54
4.1.5	Régionalisation du paramètre vitesse et son transfert vers des bassins non jaugés	55
4.2	Mise en œuvre de l'approche à l'échelle de la Bretagne	56
4.2.1	Une base de données régionale	56
4.2.1.1	Choix des bassins et période étudiée	56
4.2.1.2	Description des bassins	58
4.2.2	Méthode d'estimation de la vitesse	58
4.2.2.1	Le paramètre vitesse dans le modèle	58
4.2.2.2	Détection d'événement et extraction du temps de montée	59
4.2.2.3	Analyse géomorphométrique	60
4.3	Variabilité de la vitesse	60
4.3.1	Mise en évidence d'une vitesse caractéristique par bassin	61
4.3.2	Combien d'événements sont nécessaires à une estimation fiable de la vitesse?	63
4.3.3	Variabilité spatiale de la vitesse	64
4.4	Déterminants de la vitesse médiane	65
4.4.1	Principaux déterminants	65
4.4.2	Déterminants secondaires	67
4.4.3	Mise en équation de la vitesse médiane	68
4.5	Analyse événementielle de la vitesse	71
4.5.1	Déterminants de la variabilité temporelle de la vitesse	72
4.5.2	Transposition de la vitesse vers des bassins non jaugés	74

4.6 Conclusion de l'approche régionale	75
4.6.1 Synthèse des travaux effectués	75
4.6.2 Réflexion sur l'estimation de la vitesse	76

4.1 Le paramètre vitesse dans une modélisation à base géomorphologique

4.1.1 L'utilité d'une modélisation à base géomorphologique pour la question des bassins non jaugés

Les modèles hydrologiques à base géomorphologique sont souvent utilisés ou suggérés au service de la question des bassins versants non jaugés (Sivapalan et al., 2003b; Hrachowitz et al., 2013; Blöschl et al., 2013). En effet, leur fonction de transfert est majoritairement déterminée par des observations géomorphométriques facilement observables pour un bassin jaugé comme pour un bassin non jaugé (cf. partie 2.3.4). Cependant, ces approches nécessitent également une estimation de la vitesse d'écoulement dont l'influence sur la forme de l'hydrogramme unitaire est largement reconnue. Bien que ce paramètre ne soit pas un paramètre facilement mesurable, il se doit d'être estimé et la sélection de la valeur la plus appropriée est l'un des aspects les plus débattus dans ce type de modélisation.

4.1.2 Le paramètre vitesse dans une modélisation à base géomorphologique

Les modèles à base géomorphologique peuvent être partagés en deux grandes familles (Franchini & O'Connell, 1996; Rinaldo & Rodríguez-Iturbe, 1996; Cudenec, 2000, 2007) : l'approche topologique et l'approche géomorphométrique. Plus de détails sur ces deux familles sont donnés dans la partie 2.3.4 mais sont résumés ici en lien avec le paramétrage de la vitesse d'écoulement.

La première approche, initiée par Rodríguez-Iturbe & Valdés (1979), est celle de l'Hydrogramme Unitaire Instantané Géomorphologique (HUIG ou GIUH dans la littérature anglophone) dans sa version originale (Rodríguez-Iturbe & Valdés, 1979; Gupta et al., 1980; Rodríguez-Iturbe et al., 1982). Il se construit au moyen d'une description des probabilités de transitions d'états entre les différents ordres de Strahler afin d'estimer une fonction densité de probabilité des temps de parcours jusqu'à l'exutoire. La calibration de cette fonction se base sur les rapports de Horton et sur une estimation de la vitesse d'écoulement dans le réseau hydrographique.

La deuxième approche utilise des fonctions géomorphométriques pour l'identification de l'hydrogramme unitaire telle que la fonction aire ou la fonction largeur, c'est pourquoi elle est souvent décrite dans la littérature anglophone comme l'approche basée sur la WFIUH ("Width Function Instantaneous Unit Hydrograph"). Cette approche déduit l'hydrogramme unitaire de la distribution des temps de résidence dans l'espace (Rinaldo et al., 1991; Naden, 1992; Rodríguez-Iturbe & Rinaldo, 1997; Giannoni et al., 2005; Kumar et al., 2007; Noto

& La Loggia, 2007), et où l'estimation du paramètre vitesse d'écoulement peut ainsi être déduite physiquement.

Suivant l'approche utilisée, une vitesse différente doit être estimée. Cependant, Al-Wagdany & Rao (1998) ont démontré qu'au sein de trois différents modèles à base géomorphologique, les vitesses sont toutes différentes, mais corrélées, et donc l'estimation de l'une peut permettre de déduire les autres. Franchini & O'Connell (1996) ont quant à eux comparé les composantes dynamiques (notamment le temps de concentration) de ces deux approches. Ils ont démontré que le paramètre vitesse au sein de l'approche topologique (GIUH), contrairement à l'approche géomorphométrique (WFIUH), manque d'une interprétation physique et doit donc être plutôt considéré comme un paramètre de calibration. Dans le souci d'une réalité physique de ce paramètre vitesse, l'approche géomorphométrique est par conséquent souvent privilégiée.

4.1.3 Estimation du paramètre vitesse au sein d'un bassin jaugé

Différentes estimations de la vitesse peuvent être trouvées dans la littérature. Les premières estimations suggérées sont une vitesse moyenne (Rodríguez-Iturbe & Valdés, 1979) et une vitesse à l'instant du pic de crue (Rodríguez-Iturbe et al., 1979). En effet, Rodríguez-Iturbe et al. (1979) ont montré qu'une moyenne dans l'espace et dans le temps d'une vitesse sur un bassin et pour un événement pluie-débit donné peut être utilisée pour paramétrer un modèle du type GIUH. L'idée est basée sur l'hypothèse d'une uniformité spatiale dans la distribution de la vitesse au sein du réseau hydrographique (Pilgrim, 1977, 1976). De cette manière, différentes vitesses doivent être estimées pour chaque événement pluie-débit afin de considérer la variabilité temporelle de l'hydrogramme unitaire entre les événements (cf. travaux de la partie 3.3.2). À partir de cette idée, Żelazinski (1986) a notamment proposé une estimation de la vitesse en développant une relation entre la vitesse et le débit de pointe de l'événement.

Durant les années qui ont suivi, plusieurs travaux ont cherché à améliorer la description de la dynamique d'écoulement et ont cherché à la relier à la structure du réseau hydrographique. Rinaldo et al. (1991) ont décrit la dispersion géomorphologique d'un bassin qui quantifie la portion de la variance de son hydrogramme due à l'influence de l'organisation de son réseau hydrographique. D'autres travaux se sont également intéressés aux hypothèses simplificatrices d'une invariance des caractéristiques hydrodynamiques au sein du réseau hydrographique. En effet, Pilgrim (1976) a démontré, par l'utilisation de traceurs, que la vitesse moyenne est une fonction non linéaire du débit et atteint une valeur asymptotique dans les plus hautes valeurs. En utilisant des relations empiriques définies par Leopold & Maddock (1953) sur les propriétés géométriques et hydrauliques du réseau, Carlston (1969) a démontré que la vitesse au sein du réseau peut s'exprimer en fonction du débit par une fonction puissance. Robinson et al. (1995) ont réutilisé cette relation pour explorer cette non-linéarité en relaxant l'hypothèse d'une vitesse constante au sein du réseau. En 2002, Saco & Kumar ont démontré que cette variabilité spatiale de la vitesse fait appel à une dispersion s'ajoutant à la dispersion géomorphologique, à savoir la dispersion cinématique.

4.1.4 Estimation du paramètre vitesse au sein d'un bassin non jaugé

Les approches de la partie 4.1.3 font souvent appel à des mesures de débit pour calibrer ou directement estimer ce paramètre vitesse. Or, cette mesure n'est pas disponible sur un bassin non jaugé. Pour cette raison, plusieurs auteurs ont tenté de relier ce paramètre vitesse à des critères physiques facilement observables afin de rendre possible son estimation pour un bassin non jaugé.

Agnese et al. (1988) ont montré que l'estimation du paramètre dynamique du GIUH peut être obtenue pour les bassins où la distribution de la vitesse dépend de l'ordre du réseau. Ils ont introduit une distribution spatiale de la vitesse au sein de la version originale du GIUH et ont démontré que ce paramètre dynamique peut être exprimé comme une vitesse dépendant des propriétés géométriques et hydrauliques du plus grand ordre du réseau.

Van der Tak & Bras (1990) ont relié la vitesse sur le versant à la densité de drainage locale. En divisant le bassin en sous-bassins suivant ses ordres de Strahler, ils ont ainsi incorporé l'effet du versant en faisant l'hypothèse que le temps de parcours sur le versant peut être approximé par l'inverse de deux fois la densité de drainage.

Maidment et al. (1996) ont quant à eux estimé une vitesse spatialisée en exprimant la vitesse simplement à travers la pente locale et la densité de drainage amont.

Franchini & O'Connell (1996) ont proposé une équation pour estimer le paramètre vitesse à travers une analyse théorique du GIUH. L'expression utilise le plus long chemin emprunté par l'eau, le rapport de Horton sur les longueurs hydrauliques et le temps de concentration (estimé de manière empirique).

Al-Wagdany & Rao (1997) ont quant à eux exploré la relation entre le paramètre vitesse du ED-GIUH (GIUH utilisant une distribution des temps de parcours de forme exponentielle) et des critères géomorphologiques du bassin. Ils ont trouvé que le paramètre vitesse peut être relié à l'intensité de la pluie, à l'aire totale du bassin et le cumul de pente. Ils en concluent que la vitesse ne dépend pas des caractéristiques de débit et peut par conséquent être estimée sur des bassins non jaugés.

Il a également été prouvé que l'intensité de la pluie nette joue un rôle important sur la vitesse. Notamment, en 2006, Sahoo et al. ont développé une régression de puissance entre la vitesse et l'intensité de la pluie nette. La définition de la pluie nette dans ces travaux s'approche cependant plus d'un débit spécifique. Différents travaux, tels que ceux de Gironás et al. (2009) au sein de bassins urbains, ont également incorporé l'intensité de la pluie directement dans la formulation de l'hydrogramme unitaire et l'appellent ainsi l'hydrogramme unitaire géomorphoclimatique (GCIUH, Rodríguez-Iturbe et al. (1982)).

La fraction saturée du bassin est également un facteur souvent pris en compte dans la calibration de la vitesse. D'Odorico & Rigon (2003) ont relié la vitesse sur le versant et la vitesse au sein du réseau à travers les dispersions géomorphologique et hydrodynamique. Ils ont étudié la moyenne et la variance de la distribution des temps de parcours en fonction de la variation de la fraction saturée du bassin. Ils ont trouvé que pour une fraction saturée faible, la moyenne et la variance des temps de parcours sont majoritairement contrôlées par le réseau. Inversement, lorsqu'une large fraction du bassin est saturée, la distribution des temps de parcours peut être significativement influencée par le versant. Grimaldi et al. (2010) ont comparé l'utilisation d'une vitesse variable spatialement avec celle d'une vitesse constante à l'échelle du bassin. Ils ont ainsi d'une part confirmé le besoin d'une description plus détaillée

de la cinématique de ce paramètre ; d'autre part démontré le rôle important des fonds de vallée dans la distribution des temps de parcours.

L'occupation du sol est encore un autre facteur pris en compte dans l'estimation de la vitesse et différentes équations de la vitesse se basant sur une telle description ont été développées. Gibbs et al. (2010) ont examiné les relations entre une description du bassin et le temps de parcours décrit au sein d'une modélisation type GIUH et SDUH ("Spatially Distributed Unit Hydrograph"). Ils ont trouvé que le paramètre vitesse au sein de la modélisation SDUH peut être estimé à travers les équations de Manning sur l'ensemble du bassin. Cependant avec la modélisation non distribuée du GIUH, induisant une description moyennée des processus d'écoulement sur le versant et au sein du réseau, ils n'ont pas pu déterminer de relation entre les caractéristiques du bassin et ce paramètre vitesse. De même, en 2010, Grimaldi et al. ont comparé quatre différentes équations pour calibrer une vitesse spatialisée au sein d'une approche type WFIUH sur la question des bassins versants non jaugés : l'équation de Darcy-Weisbach (Katz et al., 1995), l'équation de Manning, l'équation du "Soil Conservation Service" (SCS) (NRCS (Natural Resources Conservation Service), 1997) et l'équation d'écoulement uniforme de Maidment et al. (1996). Les trois premières équations partagent une vitesse au sein du réseau (fixée à $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ par Grimaldi et al. (2010)) et une vitesse sur le versant, tandis que la dernière équation se construit sur une moyenne à l'échelle du bassin du réseau et du versant. Toutes ces méthodes sont calibrées en utilisant des propriétés physiques du bassin qui peuvent être calculées (eg. la pente) ou évaluées à travers des relations empiriques (au regard de l'occupation du sol ou de l'intensité de la pluie). Dans les travaux de Grimaldi et al. (2010), l'équation SCS est celle qui fournit les meilleurs résultats relativement à une comparaison empirique des temps de parcours. En comparaison aux autres méthodes, elle donne des résultats satisfaisants sans nécessiter de calibration précise de ses paramètres. En 2012, Grimaldi et al. utilisent également l'équation SCS pour calibrer la vitesse à travers le versant et utilisent le temps de concentration pour calibrer la vitesse dans le réseau. Même si au sein de cette étude, le temps de concentration est calculé à partir de différentes crues, ce qui nécessite par conséquent des données d'observation, il peut aussi être obtenu de manière empirique afin d'être applicable sur un bassin non jaugé (McCuen, 2009).

4.1.5 Régionalisation du paramètre vitesse et son transfert vers des bassins non jaugés

Les méthodes de régionalisation cherchant à transposer un paramètre d'un bassin jaugé vers un bassin non jaugé constituent une autre approche d'estimation de la vitesse (cf. partie 2.2). Les méthodes de régionalisation sont particulièrement mieux adaptées à une modélisation du type WFIUH où le paramètre vitesse peut être relié à des critères physiques (Franchini & O'Connell, 1996), et où donc sa transférabilité dans l'espace au sein d'une certaine région peut être regardée. Cependant, seulement peu d'auteurs ont travaillé sur une réelle régionalisation de ce paramètre. Le transfert d'information se fait principalement par l'élaboration de règles permettant de relier l'étude de ce paramètre à des critères accessibles pour des bassins non jaugés. Or, ces règles sont souvent largement généralisées et appliquées de manière identique dans des contextes très différents. Ainsi, l'estimation de la vitesse de chaque bassin est généralement traitée indépendamment des autres bassins au sein d'une même région.

Giannoni et al. (2003a) ont utilisé un modèle du type WFIUH pour différents bassins de la région de Ligurie et au sein de la partie amont du bassin du Pô (Italie du Nord) et ont travaillé sur la transposition de jeux de paramètres entre bassins. En calibrant les paramètres cinématiques du modèle, ils ont mis en évidence que les vitesses d'écoulement sur le versant et dans le réseau peuvent être principalement reliées à la pente moyenne de drainage. Ils ont également mis en relief une faible décroissance de ces deux vitesses entre les bassins de la partie montagneuse et ceux de la vallée alluviale. Ce résultat montre qu'un transfert de paramètres pourrait être effectué au sein d'une région homogène uniquement, et doit être envisagé distinctement entre les régions montagneuses et la vallée alluviale.

Hall et al. (2001) ont appliqué une modélisation basée sur le GCIUH morphoclimatique (Rodríguez-Iturbe et al., 1982) à 105 événements et neuf bassins dans la région du sud-ouest de l'Angleterre. Ils ont démontré que les principaux facteurs corrélés à la pointe et au temps de montée de l'hydrogramme unitaire sont la longueur et le coefficient de Manning du plus grand ordre du réseau. La largeur du plus grand ordre du réseau, la longueur du cours d'eau principal, l'aire totale du bassin et le cumul de pluie nette sont pointés comme étant les seconds déterminants. Enfin, la pente du plus grand ordre et le ratio des longueurs ont également montré un effet significatif.

Di Lazzaro (2009) a étudié le paramètre vitesse à travers versant et dans le réseau à une échelle régionale en Italie. Il estime ces vitesses à partir de la méthode des moments. La lithologie du bassin est pointée comme jouant le rôle principal sur la vitesse de versant au sein d'une approche WFIUH. La vitesse au sein du réseau apparaît quant à elle être reliée à la pente moyenne.

Ce chapitre a tout d'abord comme objectif d'explorer la variabilité temporelle de la vitesse au sein du réseau en moyenne spatiale à l'échelle du bassin. L'estimation de cette vitesse est dérivée des premières recommandations de Rodríguez-Iturbe & Valdés (1979) à travers l'analyse des mesures de débit. Une régionalisation de ce paramètre, assez peu explorée par la littérature, est ensuite ici mise en œuvre en recherchant les principaux déterminants de ce paramètre pour 85 bassins répartis sur l'ensemble de la région Bretagne. Au-delà de la recherche de déterminants de cette vitesse à l'échelle régionale, l'étude est poussée jusqu'à la transposition de ce paramètre d'un bassin jaugé vers un bassin non jaugé à l'échelle de plusieurs événements traités entre 1990 et 2010.

4.2 Mise en œuvre de l'approche à l'échelle de la Bretagne

4.2.1 Une base de données régionale

4.2.1.1 Choix des bassins et période étudiée

Pour cette étude, 85 bassins ont été sélectionnés sur la région Bretagne, France (figure 4.1). La taille des bassins varie de 5 à 2456 km². Les mesures de débit utilisées ont été extraites de la Banque HYDRO au pas de temps variable (cf. partie 1.4.1). Au sein de toute la base de données à l'échelle de la Bretagne (autour de 125 bassins), ces 85 bassins correspondent à des bassins non influencés par la marée, et pour lesquels les données de débit ont été validées par les fournisseurs. L'extraction est effectuée pour l'ensemble des données disponibles sur 20 ans entre 1990 et 2010.

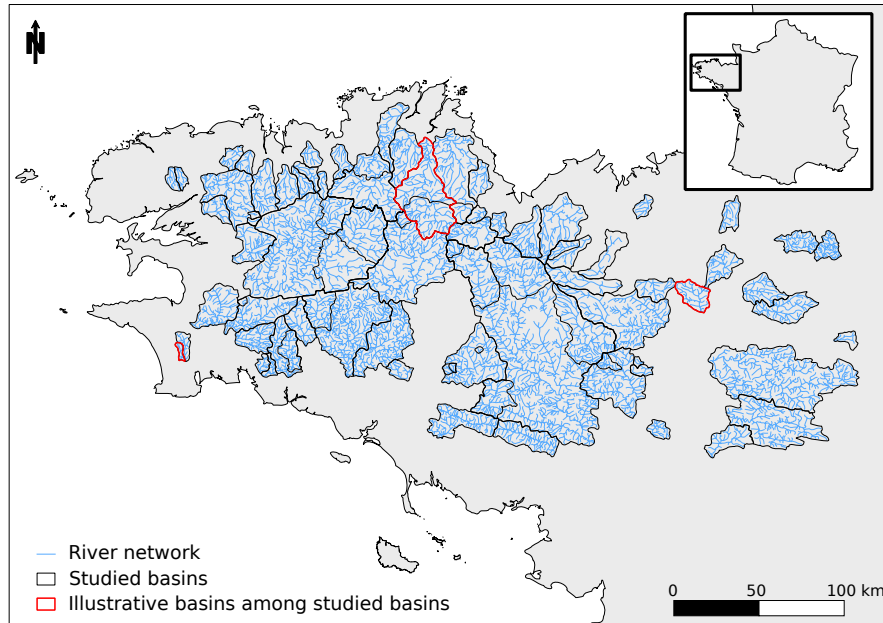


FIGURE 4.1 – Carte des 85 bassins étudiés et localisation des trois bassins exemples sur la région Bretagne, France.

Cependant, afin de permettre des illustrations plus détaillées, trois bassins ont été sélectionnés au sein de ces 85 bassins et ont été utilisés comme bassins d'illustration des différents résultats. L'objectif est simplement de permettre une compréhension plus fine des résultats au moyen de trois bassins exemples, même si l'ensemble des 82 bassins restant a été analysé de manière identique. Au sein des 85, ces trois bassins exemples ont été sélectionnés en maximisant l'hétérogénéité de leur localisation dans l'espace ainsi qu'en maximisant l'hétérogénéité de leur superficie. Pour ce faire, les bassins ont été partitionnés en trois classes par la méthode des k-moyennes où chaque bassin est décrit par les coordonnées x et y de son centroïde ainsi que par sa superficie. Ensuite, un bassin a été choisi aléatoirement au sein de chaque classe. Ces trois bassins, localisés sur la figure 4.1, sont :

- Bassin 1 : Le Troyon à Plonéour-Lanvern (12.4 km^2) au sud-ouest de la Bretagne.
- Bassin 2 : La Flume à Pacé (93 km^2) à l'est de la Bretagne.
- Bassin 3 : Le Trieux à Saint-Clet (417 km^2) au nord de la Bretagne.

Au cours de l'analyse des résultats, les bassins seront parfois regroupés par leur ordre de Strahler. Afin d'apprécier le jeu de bassins derrière ce regroupement, la figure 4.2 présente la répartition des 85 bassins étudiés suivant leur ordre de Strahler (cf. 4.2.2.3).

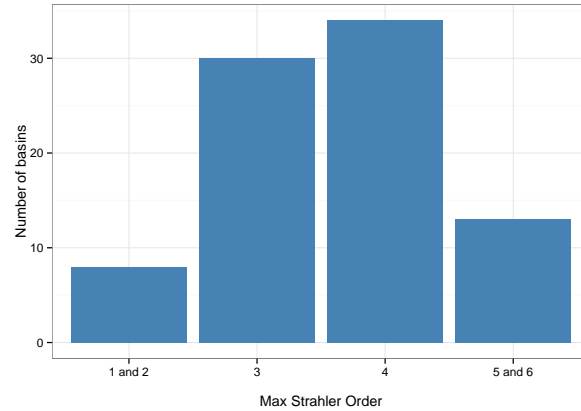


FIGURE 4.2 – *Distribution des 85 bassins étudiés suivant leur ordre de Strahler.*

4.2.1.2 Description des bassins

Chacun de ces bassins est décrit par un ensemble de critères auxquels sera ensuite reliée l'étude de la vitesse d'écoulement au sein du réseau. Ainsi les bassins sont décrits suivant leur morphométrie, leur topographie, leur géologie, leur occupation du sol et suivant des critères météorologiques. La liste complète de ces descripteurs est fournie en annexe A.1.

4.2.2 Méthode d'estimation de la vitesse

4.2.2.1 Le paramètre vitesse dans le modèle

Ce travail pose la question de l'estimation de la vitesse d'écoulement au sein du réseau hydrographique dans un but de modélisation géomorphologique de type WFIUH. Ainsi, l'approche de modélisation se base sur l'analyse de la longueur hydraulique définie comme la distance parcourue par l'eau au sein du réseau hydrographique (cf. partie 3.1.1). Cette longueur hydraulique x_c est estimée sur chaque bassin en tout point de la grille d'un modèle numérique de terrain (cf. partie 4.2.2.3). L'ensemble de ces points constitue un échantillonnage du bassin permettant de construire une fonction densité de probabilité (f_{dp}) des longueurs hydrauliques parcourues. La fonction densité de probabilité des temps de parcours jusqu'à l'exutoire $f_{dp}(t)$ est ensuite déduite de $f_{dp}(x_c)$ en appliquant une vitesse constante et homogène dans l'espace de la vitesse d'écoulement u_c dans le réseau.

Pour ce type de modélisation à base géomorphologique, cette vitesse est ainsi l'unique paramètre difficile à estimer au sein d'un bassin non jaugé. Ce travail de régionalisation à partir de 85 bassins bretons a donc pour but de relever ce défi, mais nécessite une estimation de ce paramètre pour chacun de ces bassins. Sans mesure de pluie disponible sur toute la Bretagne, ce paramètre est estimé à partir du temps de montée qui peut lui-même être estimé uniquement au regard des chroniques du débit. Ainsi l'estimation de la vitesse se base sur l'hypothèse que le temps de parcours au sein du réseau t peut être estimé à partir du temps de montée t_p . Cette hypothèse peut être visualisée par le fait que plus la vitesse est faible plus l'hydrogramme unitaire de la fonction de transfert du réseau s'étale dans le temps, ce qui se traduit dans l'hydrogramme par une augmentation du temps de montée. De plus, Rigon

et al. (2011) ont notamment confirmé que ce temps de montée est généralement plus court que le temps de concentration au sein d'une modélisation à base géomorphologique et sous contrainte d'une intensité de pluie constante. Rodríguez-Iturbe & Valdés (1979) relient déjà ce temps de montée à l'inverse d'une vitesse d'écoulement et à des descripteurs géomorphométriques (longueurs du réseau du plus grand ordre et rapports de Horton). Ainsi, la vitesse d'écoulement au sein du réseau est estimée pour chaque événement pluie-débit par l'équation 3.1 rappelée ici :

$$u_c(i) = \frac{\bar{x}_c}{t_p(i)}$$

avec

- i : un événement pluie-débit ;
- u_c : la vitesse au sein du réseau ;
- \bar{x}_c : la longueur hydraulique moyenne du bassin ;
- t_p : le temps de montée.

Chaque bassin est ainsi décrit par un ensemble de vitesses estimées discrètement au cours du temps pour chaque événement pluie-débit étudié.

4.2.2.2 Détection d'événement et extraction du temps de montée

Un algorithme a été écrit sous R version 2.15 (R Development Core Team, 2012) afin de détecter et extraire les temps de montée au regard des chroniques de débit. En outre, cet algorithme a également ensuite été utilisé par Aubert et al. (2013b) pour extraire un ensemble de crues sur une longue série de mesures hydrométriques. L'algorithme analyse la succession des valeurs de débit et recherche les variations (montées) notables. Cette analyse se base sur :

La pente de la montée : la variation relative du débit à chaque pas de temps doit être supérieure à $0.75 \text{ \%}\cdot\text{h}^{-1}$ au début de la montée puis supérieure à $0.1 \text{ \%}\cdot\text{h}^{-1}$ durant la montée.

Volume d'eau mobilisé : l'aire sous la courbe de débit durant la montée, et supérieure à la première valeur de débit de l'événement, est utilisée pour approximer le volume d'eau mobilisé durant l'événement. Ce volume doit être supérieur à 0.005 mm et son intensité supérieure à $0.004 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Afin de gérer de petites variations de débit non significatives durant l'événement, la montée est estimée au regard de six valeurs successives, ce qui autorise de petites décroissances au sein d'une montée si celle-ci dure moins de huit heures. Enfin une sortie graphique (figure 4.3) de cette détection de temps de montée est utilisée, premièrement pour calibrer les paramètres présentés ici, et deuxièmement pour valider ou corriger manuellement les erreurs de détection. Ainsi, sur l'ensemble des 85 bassins et de leurs données disponibles un jeu de 64336 temps de montée a été constitué.

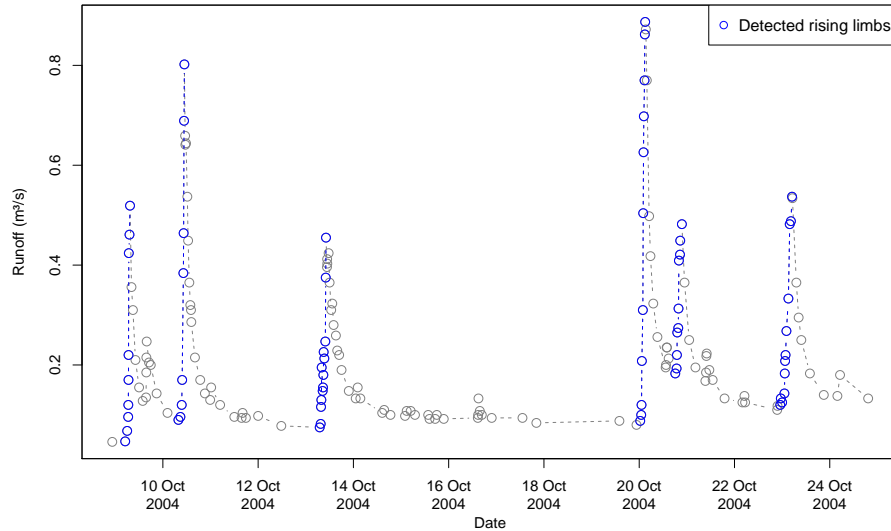


FIGURE 4.3 – Exemple de résultats de détection de temps de montée pour le bassin du Frémur à Guénin (15.1 km²).

4.2.2.3 Analyse géomorphométrique

Le logiciel GRASS 7.0 complété par l'extension développée par Jasiewicz & Metz (2011) a été utilisé pour l'analyse géomorphométrique et topologique (cf. partie 4.2.1.2) des bassins à partir d'un MNT de 50 m de résolution. Le réseau hydrographique utilisé est fourni par la base de données française *Sandre/BD CARTHAGE* dans sa version 2011. Le drainage des bassins est forcé vers ce réseau hydrographique en appliquant un algorithme basé sur une modification du MNT par l'inverse de la distance au réseau (Nagel et al., 2011). Un algorithme de drainage multidirectionnel (Freeman, 1991; Quinn et al., 1991, 1995; Holmgren, 1994) est mis en œuvre afin d'extraire les limites de bassin et calculer les longueurs parcourues par l'eau (sur le versant et dans le réseau) pour chaque cellule du bassin. La valeur moyenne de la longueur hydraulique est notamment ainsi extraite pour le calcul de la vitesse (équation 3.1).

4.3 Variabilité de la vitesse

À partir de l'ensemble des vitesses estimées sur chaque événement de chaque bassin, une carte des vitesses, animée au cours du temps, a été construite (figure 4.4). Elle permet une première visualisation des résultats. Cette carte montre la grande variabilité de la vitesse d'écoulement au sein du réseau dans l'espace (entre les bassins) et dans le temps (entre les événements), et par conséquent elle met en évidence le défi que représente l'estimation de ce paramètre pour un bassin versant non jaugé. Ainsi, cette première partie a pour objectif de rendre compte de cette variabilité et de chercher à comprendre comment celle-ci s'organise au sein de la région Bretagne.

FIGURE 4.4 – \triangleright Carte animée au cours du temps des vitesses d'écoulement u_c estimées pour chaque événement et chaque bassin représenté par son centroïde. L'animation s'effectue du 01/01/2000 au 01/06/2000 au pas de temps horaire et seules les cartes présentant au moins deux vitesses sont présentées.

4.3.1 Mise en évidence d'une vitesse caractéristique par bassin

Cette partie a pour objectif d'analyser la variabilité temporelle de la vitesse entre les événements et pour chaque bassin.

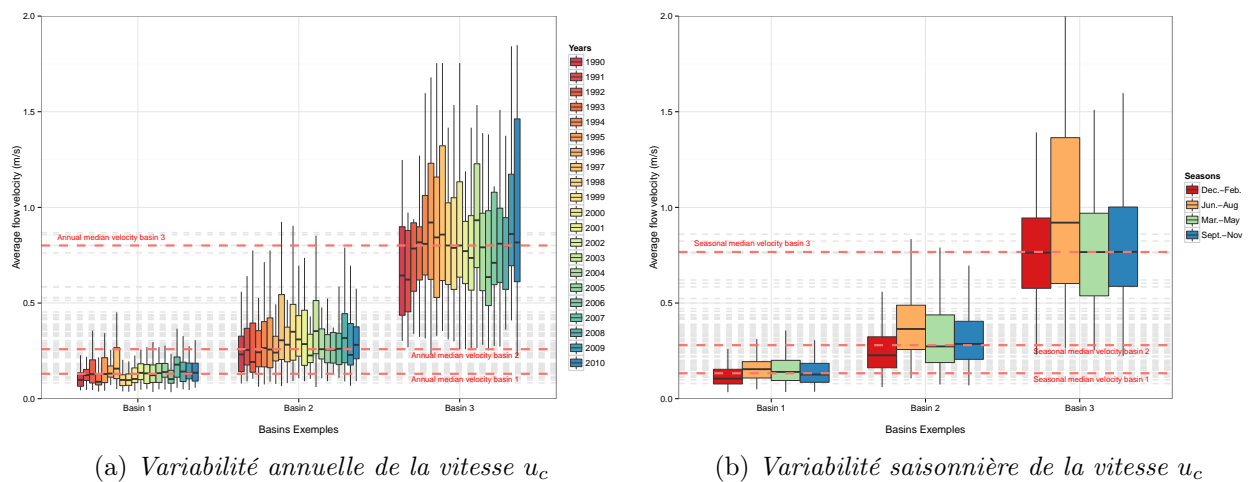


FIGURE 4.5 – Variabilité annuelle et saisonnière de la vitesse d'écoulement u_c sur les 3 bassins exemples.

La variabilité inter-événementielle de la vitesse ainsi estimée apparaît être relativement importante. La figure 4.5a illustre que cette vitesse varie entre moins de $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à près de $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ au sein d'une même année pour le bassin exemple 2.

Cependant, pour un même bassin, la figure 4.5a illustre également une relative stabilité de la vitesse médiane annuelle. Au regard de la variabilité entre les saisons présentée par la figure 4.5b, cette stabilité de la vitesse médiane ressort également assez clairement, même si les mois de juin à août semblent généralement être la période présentant les plus fortes vitesses.

Afin de vérifier cette hypothèse d'une stabilité de la vitesse médiane de chacun des 85 bassins, trois coefficients de variabilité sont calculés pour chaque bassin :

- un coefficient de variabilité calculé entre les vitesses médianes de chaque année du bassin,
- un coefficient de variabilité calculé entre les vitesses médianes des différentes saisons,
- un coefficient de variabilité calculé entre toutes les vitesses du bassin.

Les diagrammes à moustache de la figure 4.6a synthétisent les 85 valeurs de ces trois coefficients de variabilité. Comme avec les bassins exemples, une forte variabilité entre les événements et une variabilité largement réduite au regard de la médiane annuelle ou de la médiane des saisons est ainsi vérifiée. Par conséquent, on peut conclure que chaque bassin peut être caractérisé par sa vitesse médiane V (médiane des vitesses d'une année ou d'une saison).

Si cette vitesse médiane semble bien résumer la vitesse de chaque bassin, on peut cependant se demander si elle varie beaucoup entre les bassins. En effet, la figure 4.5 montre une vitesse médiane bien distincte entre les trois bassins exemples. Afin de vérifier cette hypothèse sur les 85 bassins, la figure 4.6b compare la variabilité au sein d'un bassin à celle entre les bassins (chaque bassin étant alors décrit par sa vitesse médiane annuelle). On vérifie une variabilité relativement importante entre les bassins confirmant le fait que la vitesse médiane est une vitesse que l'on peut caractériser de spécifique à chaque bassin.

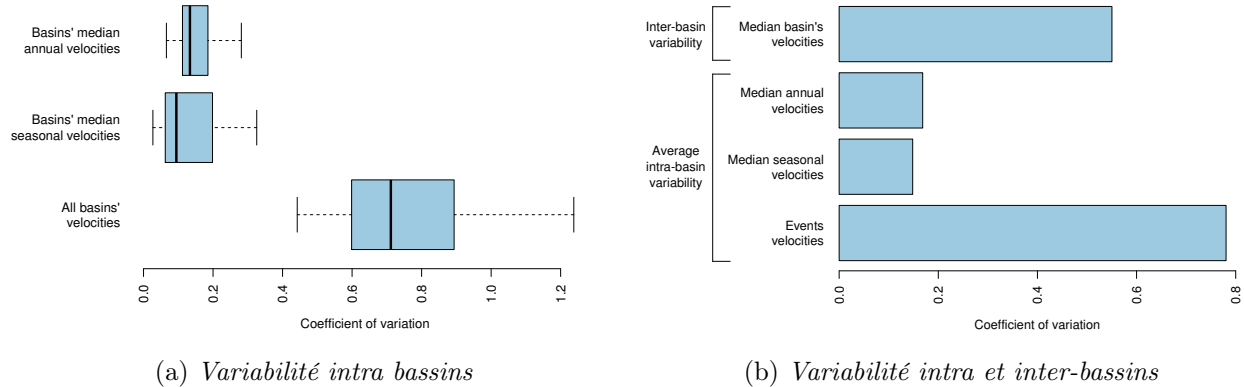


FIGURE 4.6 – Coefficients de variation de la vitesse d'écoulement u_c calculés entre les événements, entre les médianes annuelles et saisonnières. La figure 4.6a présente par un diagramme en boîte l'ensemble de ces coefficients de variation sur les 85 bassins. La figure 4.6b compare cette variabilité de la vitesse au sein de chaque bassin à celle constatée entre les vitesses médianes de bassins.

4.3.2 Combien d'événements sont nécessaires à une estimation fiable de la vitesse ?

La partie précédente a montré que la médiane des vitesses observées sur une année permet d'estimer une vitesse caractéristique de chaque bassin. Cependant, il est nécessaire d'avoir au minimum un an de mesures sur le bassin étudié afin de pouvoir déduire cette valeur médiane annuelle. On cherche donc ici à répondre à la question du nombre minimal d'événements nécessaires pour capter cette variabilité et estimer une vitesse médiane fiable.

Pour ce faire, au sein de l'ensemble des vitesses estimées entre 1990 et 2010 sur chaque bassin, 100 échantillons de n vitesses sont prélevés. Les vitesses au sein de chaque échantillon sont choisies aléatoirement. Un coefficient de variation est ensuite calculé entre les 100 médianes de chaque échantillon. Ce calcul de coefficient de variation est répété 1000 fois avec n variant entre 2 et le nombre de vitesses disponibles (valeurs de n choisies aléatoirement également). La figure 4.7 présente ces 1000 coefficients de variation en fonction de différentes tailles n d'échantillon (pour une meilleure lisibilité graphique, seuls les coefficients de variation avec $n \leq 100$ sont présentées).

Ainsi, la figure 4.7 illustre que la variabilité des médianes des 100 échantillons décroît rapidement avec l'augmentation de la taille n de l'échantillon. Ainsi, il semble que la majeure partie de la variabilité soit captée entre 40 et 60 vitesses. Ce résultat est particulièrement intéressant pour des bassins faiblement jaugés où le nombre de mesures ne permet d'accéder qu'à un faible nombre d'estimations de vitesse : si le nombre de vitesses estimées est supérieur à un éventail de 40-60 vitesses alors il semble que cet échantillon puisse donner une idée relativement bonne de la vitesse caractéristique du bassin.

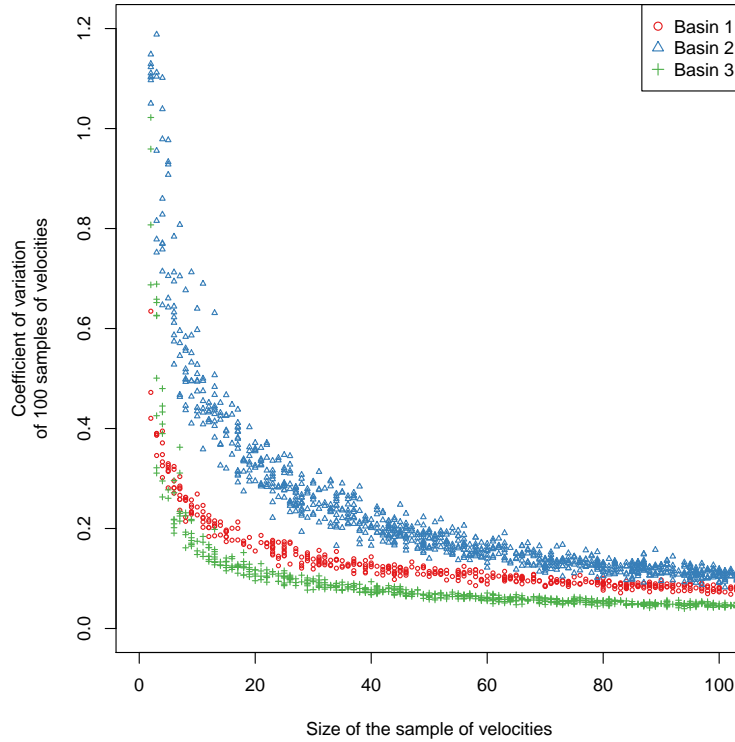


FIGURE 4.7 – Coefficient de variation calculé entre les médianes de 100 échantillons de la vitesse u_c et en fonction de la taille de ces échantillons pour les trois bassins exemples.

4.3.3 Variabilité spatiale de la vitesse

Chaque bassin peut donc être décrit par une vitesse qui lui est propre. La figure 4.8 illustre la carte de ces vitesses propres à chaque bassin où chacun est représenté par son centroïde. Cette carte démontre une variabilité spatiale de la vitesse importante, sans apparition particulière d'une quelconque organisation spatiale dans l'espace géographique défini par les coordonnées x et y des différents centroïdes des bassins.

Ainsi, on comprend que toute transposition de ce paramètre d'un bassin vers un autre est une tâche qui ne peut s'effectuer simplement au regard de la distance géographique séparant les deux bassins entre lesquels se ferait une transposition. Il apparaît donc nécessaire de comprendre les déterminants de ce paramètre avant de chercher à le transposer vers d'autres bassins même proches ou emboîtés.

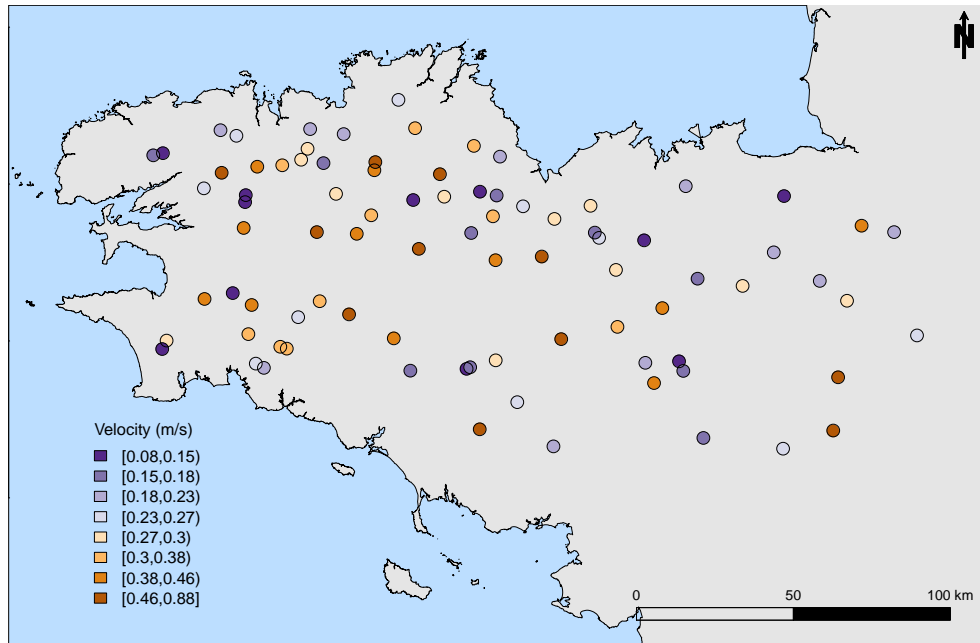


FIGURE 4.8 – Variabilité spatiale de la vitesse médiane de l’ensemble des événements détectés. Les différents bassins sont représentés par leur centroïde.

4.4 Déterminants de la vitesse médiane

4.4.1 Principaux déterminants

Puisque une vitesse relativement stable peut décrire spécifiquement chaque bassin, alors il est également possible de rechercher les facteurs déterminant cette stabilité. Ainsi, des corrélations sont recherchées entre les descripteurs de bassins et la vitesse médiane à travers l’étude des corrélations de Spearman. Le coefficient de corrélation de Spearman se définit de manière similaire au coefficient de Pearson, mais utilise le rang des variables. Il est ici préféré afin d’étudier des variables parfois distribuées de manière asymétrique et afin de détecter des corrélations sans que les relations soient de type affine. Le test statistique de cette corrélation est estimé en calculant la valeur p-value suivant l’algorithme AS 89 (Best & Roberts, 1975) quand le nombre d’individus est inférieur à dix, ou estimée par un développement d’Edgeworth pour un nombre d’individus plus important.

Les plus fortes corrélations sont présentées dans le tableau 4.1 ; le tableau complet est présenté en Annexe A.2. La taille du bassin (ou tout facteur relié) et la longueur hydraulique moyenne apparaissent comme étant les principales variables corrélées à la vitesse (rho de Spearman respectivement égal à 0.85 et 0.88). Ces corrélations sont positives et mettent donc en évidence que la vitesse médiane augmente avec la taille du bassin. Ces résultats sont notamment cohérents avec les formulations empiriques de Rodríguez-Iturbe & Valdés (1979) qui reliaient une vitesse d’écoulement au temps de montée, à la longueur du plus grand ordre et aux rapports de Horton. Aucune forte corrélation aux rapports de Horton n’est cependant vérifiée ici.

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Basin's area	0.85 ***	0.64	0.37 *	0.64 ***	0.78 **
Strahler order (max)	0.78 ***	-	-	-	0.49
Total stream length	0.86 ***	0.96 **	0.45 *	0.67 ***	0.68 *
Hydraulic length (max)	0.86 ***	0.79 *	0.5 **	0.65 ***	0.72 **
Hydraulic length (mean)	0.88 ***	0.71	0.59 ***	0.66 ***	0.8 **
Flowpath length (max)	0.86 ***	0.61	0.52 **	0.66 ***	0.67 *
Flowpath length (mean)	0.87 ***	0.54	0.58 **	0.65 ***	0.8 **
Hydraulic/Hillslope (mean length)	0.86 ***	0.86 *	0.51 **	0.66 ***	0.68 *
Number of streams (order 1)	0.86 ***	0.89 **	0.49 **	0.65 ***	0.57 *
Sum stream length (order 1)	0.85 ***	0.82 *	0.42 *	0.66 ***	0.6 *
Sum sub-cachment area (order 1)	0.84 ***	0.68	0.34	0.63 ***	0.76 **
Number of streams (order 2)	0.83 ***	0.61	0.34	0.59 ***	0.7 **
Sum stream length (order 2)	0.82 ***	0.75	0.17	0.6 ***	0.78 **
Sum sub-cachment area (order 2)	0.8 ***	0.79 *	0.17	0.61 ***	0.74 **
Number of streams (order 3)	0.77 ***	-	-	0.44 **	0.58 *
Sum stream length (order 3)	0.81 ***	-	0.67 ***	0.52 **	0.53
Sum sub-cachment area (order 3)	0.78 ***	-	0.39 *	0.59 ***	0.55
Sum stream length (order 4)	0.71 ***	-	-	0.6 ***	0.66 *
Sum sub-cachment area (order 4)	0.74 ***	-	-	0.65 ***	0.6 *
Sum sub-cachment area (order 5)	0.77 **	-	-	-	0.77 **

TABLE 4.1 – *Corrélation de Spearman (ρ) et sa significativité statistique ("*" pour p -value < 0.05 ; "***" pour p -value < 0.01 ; "****" pour p -value < 0.001) entre la vitesse médiane d'écoulement et les différents descripteurs de bassins. Seules les lignes montrant une corrélation $|\rho| > 0.7$ avec une p -value < 0.01 sont présentées; le tableau complet est présenté en Annexe A.2.*

La relation entre la vitesse médiane et la longueur hydraulique moyenne des différents bassins est présentée dans la figure 4.9 en utilisant une échelle logarithmique afin d'éviter une distribution asymétrique. Le coefficient de détermination multiple R et le coefficient de détermination ajusté \bar{R}^2 (qui tient compte du nombre de variables) sont respectivement de 0.8 et 0.79. Ils montrent qu'une relativement bonne estimation de la vitesse médiane peut être ainsi approchée. De plus, la forme logarithmique de la relation est assez cohérente avec la valeur maximale asymptotique de la vitesse au sein du réseau hydrographique mise en évidence par Pilgrim (1976) qui a relié cette vitesse au débit.

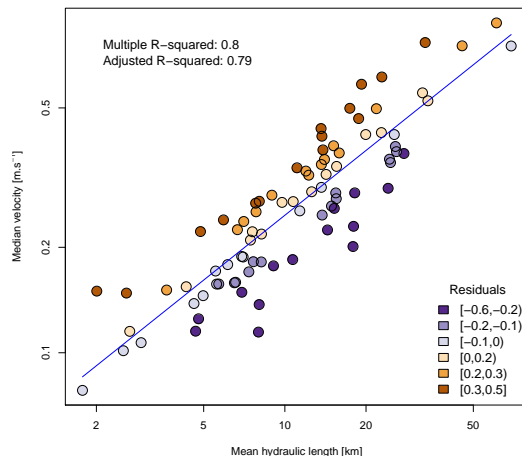


FIGURE 4.9 – *Vitesse médiane des différents bassins en fonction de la longueur hydraulique moyenne présentée dans une échelle logarithmique. Les couleurs représentent les résidus de la régression logarithmique calculée.*

De fortes corrélations sont également observées sur le ratio entre longueur hydraulique moyenne et longueur moyenne de versant. Ainsi, on peut penser que le temps de montée n'est pas uniquement représentatif du temps de parcours dans le réseau mais est également influencé par le temps de parcours sur le versant. Dans ce cas, l'augmentation de la vitesse en fonction de la taille du bassin pourrait être interprétée comme une augmentation de l'influence du réseau (où la vitesse est bien plus importante qu'à travers le versant) par rapport à l'influence du versant au fur et à mesure que la taille du bassin augmente.

En regroupant les bassins selon leur classification dans l'ordre de Strahler, et ainsi en regroupant les bassins de tailles relativement proches, le tableau 4.1 permet d'accéder à une description plus fine des déterminants de la vitesse. Les résultats montrent que, même regroupés par ordre de Strahler, la taille du bassin et la longueur hydraulique moyenne jouent toujours un rôle majeur sur la vitesse des plus grands bassins. Par opposition, la longueur totale de réseau, le ratio de la longueur hydraulique moyenne sur la longueur moyenne de versant ainsi que le nombre de biefs d'ordre 1 semblent être les principaux facteurs d'influence sur les plus petits bassins où une domination du versant est attendue.

4.4.2 Déterminants secondaires

La figure 4.9 montre une relation évidente entre la vitesse et la longueur hydraulique moyenne au regard de l'ensemble des 85 bassins. Cependant, ce graphique illustre aussi que pour une longueur hydraulique moyenne donnée, des différences de vitesse peuvent également être observées et quantifiées ici au moyen des résidus de la régression calculée. En recherchant les corrélations à ces résidus (tableau 4.2 ou Annexe A.3 pour le tableau complet), on aspire à gommer l'effet lié à la taille du bassin et ainsi à repérer les déterminants secondaires de cette vitesse.

Les résultats montrent un rôle significatif des zones humides potentielles (Merot et al., 1995, 2003) en tant que déterminant secondaire de la vitesse d'écoulement. Ainsi, pour une

gamme donnée de longueurs hydrauliques moyennes, les bassins décrivant un taux de zone humide supérieur montrent inversement une vitesse médiane faible. Sachant que la couverture de zone humide est basée sur un indice topographique, ce résultat se rapproche de ceux de Grimaldi et al. (2010) qui ont démontré que les fonds de vallée jouaient un rôle important sur le temps de parcours ; dans le sens où, les plus faibles vitesses étaient caractérisées par des zones contributives plus importantes.

Par opposition, une relation positive entre la fréquence d'événements et la vitesse est aussi mise en évidence, à savoir que plus les événements pluie-débit sont nombreux sur un bassin donné, plus la vitesse médiane tend à être forte.

Enfin, la pente apparaît également comme le troisième facteur jouant un rôle significatif sur la vitesse. Notamment, la pente des derniers ordres de Strahler semble accroître significativement la vitesse médiane estimée.

	Horton–Strahler number				
	All basins	1 and 2	3	4	5 and 6
Wetland rate	-0.48 ***	-0.51	-0.48 **	-0.55 ***	-0.06
Altitude (max)	0.24 *	-0.71	0.1	0.55 ***	0.15
Annual rainfall	0.34 **	-0.54	0.37 *	0.59 ***	0.01
Average stream slope (last order)	0.34 **	0.36	0.47 *	0.59 ***	-0.02
Average stream gradient (last order)	0.26 *	0.32	0.46 *	0.59 ***	-0.16
Average elevation above network (last order)	0.2	-0.04	0.07	0.45 **	-0.03
Average stream slope (order 1)	0.38 ***	-0.04	0.38 *	0.55 ***	-0.14
Average stream gradient (order 1)	0.39 ***	0.18	0.39 *	0.55 ***	-0.18
Average stream slope (order 2)	0.38 ***	0.36	0.29	0.53 **	0.1
Average stream gradient (order 2)	0.37 ***	0.32	0.26	0.52 **	0.16
Average stream slope (order 3)	0.52 ***	-	0.47 *	0.6 ***	0.28
Average stream gradient (order 3)	0.52 ***	-	0.46 *	0.6 ***	0.25
Average stream slope (order 4)	0.55 ***	-	-	0.59 ***	0.37
Average stream gradient (order 4)	0.55 ***	-	-	0.59 ***	0.37
Average elevation above network (order 4)	0.45 **	-	-	0.45 **	0.54
Number of events per year (mean)	0.58 ***	-0.25	0.64 ***	0.75 ***	0.69 *

TABLE 4.2 – *Corrélation de Spearman (ρ) et sa significativité statistique ("*" pour p -value < 0.05; "***" pour p -value < 0.01; "****" pour p -value < 0.001) entre les résidus de la régression de la vitesse médiane d'écoulement (figure 4.9) et les différents descripteurs de bassins. Seules les lignes montrant une corrélation $|\rho| > 0.4$ avec une p -value < 0.01 sont présentées; le tableau complet est présenté en Annexe A.3.*

4.4.3 Mise en équation de la vitesse médiane

Nous avons cherché dans les parties 4.4.1 et 4.4.2 les principaux déterminants de la vitesse médiane d'écoulement. Afin que ce travail puisse permettre une réelle estimation de ce paramètre vitesse sur des bassins non jaugés, nous proposons ici de présenter plus en détail les résultats de régressions de cette vitesse médiane en fonction des principaux déterminants identifiés.

Tout d'abord, la partie 4.4.1 précédente a cherché à mettre en équation la médiane des vitesses d'écoulement u_c en fonction de la longueur hydraulique moyenne \bar{x}_c . Cette régression, précédemment illustrée par la figure 4.9, est une régression linéaire construite sur le logarithme de la vitesse en fonction du logarithme de la longueur hydraulique moyenne. Les résultats de cette régression sont présentés dans le tableau 4.3. Ils confirment la très haute significativité de la longueur hydraulique moyenne suivant le test t de Student. Cette régression permet d'obtenir un coefficient de détermination multiple R et un coefficient de détermination ajusté \bar{R}^2 tous deux égaux à 0.79.

	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	-7.0592	0.3186	-22.16	<2e-16 ***
$\log(\bar{x}_c)$	0.6146	0.0342	17.97	<2e-16 ***

TABLE 4.3 – Résultats de régression du logarithme de la vitesse médiane d'écoulement en fonction du logarithme de la longueur hydraulique moyenne, et présentation des résultats des tests t de Student ("." pour p -value < 0.1; "*" pour p -value < 0.05; "***" pour p -value < 0.01; "****" pour p -value < 0.001).

Ainsi, cette régression permet d'exprimer la médiane V des vitesses d'écoulement u_c selon l'équation 4.2. Le graphique 4.10 permet de visualiser cette fonction et de rendre compte du fait que la vitesse n'augmente pas de manière linéaire avec la longueur hydraulique moyenne, mais augmente de plus en plus faiblement au fur et à mesure que la longueur hydraulique moyenne augmente.

$$V = e^{0.6146 \cdot \log(\bar{x}_c) - 7.0592} \quad (4.1)$$

qui peut également s'écrire de la manière suivante :

$$V = 8.5947 \cdot 10^{-4} \cdot \bar{x}_c^{-0.6146} \quad (4.2)$$

avec $\frac{V}{\bar{x}_c}$ $\begin{matrix} (\text{m}\cdot\text{s}^{-1}) \\ (\text{m}) \end{matrix}$: la vitesse caractéristique du bassin au sein du réseau ;
: la longueur hydraulique moyenne du bassin.

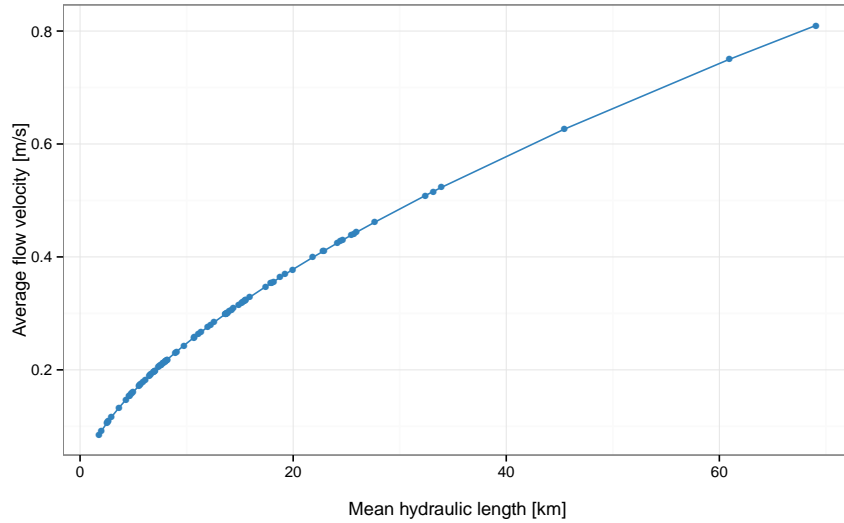


FIGURE 4.10 – *Représentation de la mise en équation de la vitesse médiane d'écoulement V en fonction du logarithme de la longueur hydraulique moyenne \bar{x}_c . Les points représentent les bassins ayant servi à construire cette régression.*

La partie 4.4.2 a cependant permis d'identifier d'autres facteurs influençant la vitesse. Ainsi, une seconde régression est ici présentée à la vue de l'ensemble des déterminants précédemment identifiés. Les résultats sont présentés dans le tableau 4.4. Cette régression confirme le rôle hautement significatif du nombre moyen d'événements dans l'année comme influençant positivement la vitesse en plus de la longueur hydraulique moyenne. Le taux de zone humide potentielle par indice topographique (Merot et al., 1995, 2003) joue un rôle significatif tandis que la longueur de versant et la pente du dernier ordre jouent un rôle secondaire. En comparaison de la régression précédente, cette régression permet d'obtenir un coefficient de détermination multiple R et un coefficient de détermination ajusté \bar{R}^2 respectivement égaux à 0.9 et 0.89.

	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	-8.2883856	0.3846884	-21.546	< 2e-16 ***
$\log(\bar{x}_c)$	0.7242533	0.0310911	23.295	< 2e-16 ***
Mean number events / year	0.0119635	0.0018717	6.392	1.06e-08 ***
Wetland rate	-0.9615665	0.4445677	-2.163	0.0336 *
Mean hillslope length	-0.0002042	0.0001115	-1.831	0.0709 .
Last order's slope	7.2296196	4.6029585	1.571	0.1203

TABLE 4.4 – *Résultats de régression du logarithme de la vitesse médiane d'écoulement en fonction des principaux déterminants identifiés de cette vitesse médiane, et présentation des résultats des tests t de Student (". " pour p -value < 0.1; "*" pour p -value < 0.05; "***" pour p -value < 0.01; "****" pour p -value < 0.001).*

Ainsi, cette seconde régression permet d'exprimer la médiane V des vitesses d'écoulement u_c selon une nouvelle équation :

$$V = e^{0.7242533 \cdot \log(\bar{x}_c) + 0.0119635 \cdot x_1 - 0.9615665 \cdot x_2 - 0.0002042 \cdot x_3 + 7.2296196 \cdot x_4 - 8.2883856} \quad (4.3)$$

avec

V	($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	: la vitesse caractéristique du bassin au sein du réseau ;
\bar{x}_c	(m)	: la longueur hydraulique moyenne du bassin ;
x_1		: le nombre d'événements en moyenne sur une année ;
x_2		: le taux de zone humide ;
x_3	(m)	: la longueur moyenne de versant ;
x_4	$\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$: la pente du dernier ordre.

Comme l'illustre la figure 4.11, cette seconde régression permet de réduire les erreurs d'estimation de la vitesse médiane. Cependant, face à la complexité plus importante de l'équation 4.3, l'équation 4.2 peut être préférée pour sa plus grande simplicité et son estimation relativement fiable. De plus, comme précédemment présenté dans la partie 2.2, l'approche de régionalisation par régression n'est généralement pas l'approche la plus performante. En effet, il peut s'avérer plus efficace de travailler sur une transposition de paramètres entre bassins. Cette question sera traitée par la suite dans la partie 4.5.2.

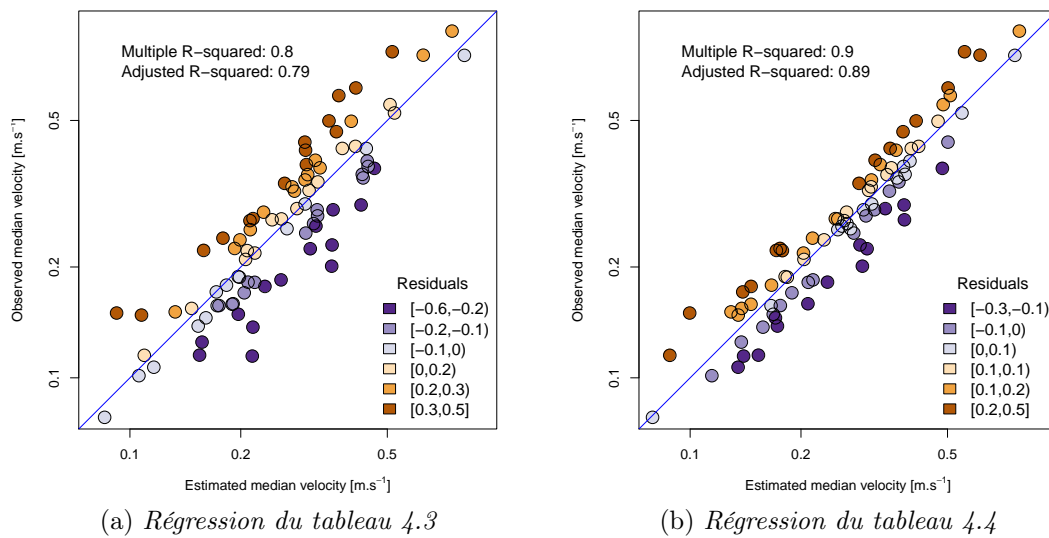


FIGURE 4.11 – Comparaison de la valeur médiane de u_c estimée par la mesure à celle estimée par les deux régressions des tableaux 4.3 et 4.4.

4.5 Analyse événementielle de la vitesse

La partie 4.4 précédente est focalisée sur les principaux déterminants de la réponse de la vitesse médiane repérée dans la partie 4.3. D'une certaine manière, à travers la comparaison des bassins, elle s'est donc intéressée à la variabilité spatiale de la vitesse. Les résultats ont démontré que la vitesse médiane peut être reliée à des caractéristiques physiographiques et climatiques. Cependant, il a également été démontré une forte variabilité de la vitesse entre

les événements, ce qui reste la difficulté majeure restante.

Dans cette partie, nous proposons d'aborder cette difficulté au regard de la variabilité de la vitesse entre les événements, tout en gardant à l'idée l'objectif de l'estimation de cette vitesse au sein des bassins non jaugés. Ainsi, en nous basant sur les résultats précédents selon lesquels chaque bassin peut être caractérisé par une vitesse médiane V qui lui est propre, nous introduisons le ratio G tel que :

$$G(i) = \frac{u_c(i)}{V} \quad (4.4)$$

avec i : un événement pluie-débit ;
 u_c : la vitesse au sein du réseau ;
 V : la médiane de u_c sur l'ensemble des événements détectés.

L'objectif est de gommer l'effet de la spécificité du bassin contenue dans la mesure de la vitesse et de regarder la spécificité de l'événement. En effet, le ratio G estime l'écart relativement à la vitesse médiane pour chaque bassin. De cette manière, on accède à une variable standardisée, c'est-à-dire comparable entre bassins, qui décrit si la vitesse observée sur un événement donné est, en relatif, plus ou moins importante que celle qui est généralement observée au sein du bassin. Par cette description faite de manière relative, l'objectif final de ce ratio est ainsi de faciliter la transposition d'une information sur la vitesse d'un bassin jaugé vers un bassin non jaugé. En d'autres termes, on cherche à rendre ce paramètre transposable plutôt qu'à l'estimer directement au sein du bassin non jaugé.

4.5.1 Déterminants de la variabilité temporelle de la vitesse

Un ensemble de descripteurs a été construit pour décrire chaque événement. Ces descripteurs s'intéressent à la période de l'année (à travers le débit mensuel), aux caractéristiques de débit (débit de base avant la crue et débit de pointe), à l'importance de l'événement observé (à travers l'importance de la variation de débit) et à l'état du bassin (à travers le nombre d'événements précédents et la durée qui les sépare de l'événement traité). Les corrélations de Spearman sont analysées entre ces descripteurs et le ratio G ainsi que la vitesse de l'événement u_c (tableau 4.5).

Aucune corrélation n'est observée entre les caractéristiques du débit et la vitesse de l'événement. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Al-Wagdany & Rao (1997) qui ont montré que les caractéristiques du débit n'ont pas d'effet significatif sur ce paramètre vitesse. Même si des corrélations peuvent être constatées entre la vitesse u_c et le débit (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), celles-ci sont réduites à des valeurs proches de zéro quand le débit est traduit en valeur spécifique (mm). On comprend donc que ces corrélations sont liées à la taille du bassin comme précédemment mis en valeur dans la partie 4.4.1.

	$G = \frac{u_c}{V}$	u_c
Q month	-0.12 ***	0.32 ***
Q_{spec} month	-0.16 ***	-0.14 ***
Q start	-0.08 ***	0.32 ***
Q end	-0.12 ***	0.3 ***
Q_{spec} start	-0.1 ***	-0.11 ***
Q_{spec} end	-0.15 ***	-0.17 ***
Q_{spec} end - Q_{spec} start	-0.18 ***	-0.2 ***
$(Q_{spec}$ end - Q_{spec} start) / Q_{spec} start	-0.1 ***	-0.11 ***
Hours since last event	-0.17 ***	-0.09 ***
Number of events (last 24h)	0.21 ***	0.13 ***
Number of events (last 48h)	0.21 ***	0.12 ***
Number of events (last 72h)	0.17 ***	0.09 ***
Number of events (last 168h)	0.1 ***	0.04 ***

TABLE 4.5 – *Corrélation de Spearman (ρ) et sa significativité statistique ("*" pour p -value < 0.05; "***" pour p -value < 0.01; "****" pour p -value < 0.001) entre la vitesse d'écoulement (exprimée directement par u_c ou de manière relative par le ratio G) et différents descripteurs de chaque événement.*

Les corrélations les plus importantes au ratio G sont observées à travers la description du nombre d'événements qui précèdent celui que l'on considère. La figure 4.12 illustre l'effet des événements précédents sur la vitesse. De cette manière, on aspire à regarder l'état du bassin sur lequel l'événement considéré s'est déroulé, notamment l'état d'humidité du sol du bassin à travers le nombre d'événements précédents. On confirme le fait que, pour un bassin donné, plus le nombre d'événements précédents est important plus la vitesse observée tend à être supérieure à celle généralement observée sur le bassin (à savoir sa vitesse médiane). Ce résultat est cohérent avec les résultats précédents de la partie 4.4.2 où la fréquence d'événements montrait une corrélation positive avec les résidus de régression sur la vitesse médiane. Ainsi, on observe par exemple que si deux événements sont observés en 24 heures, la vitesse du second événement tend à être près de 1.5 fois supérieure à la vitesse médiane du bassin. Si trois événements sont constatés en 24 heures, la troisième vitesse tend à être 2.5 fois supérieure à la vitesse médiane du bassin.

Cependant, d'une manière indirecte, ce résultat montre également l'influence du versant sur la vitesse d'écoulement estimée. Or la vitesse que l'on cherche ici à estimer est la vitesse au sein du réseau. Ces résultats montrent donc que la vitesse estimée est malgré tout influencée par le versant; ce qui va quelques peu à l'encontre de l'hypothèse que le temps de montée est un bon estimateur du temps de parcours dans le réseau (cf. partie 4.6.2). On comprend ainsi la difficulté à discerner ces deux vitesses simplement à travers l'observation du débit à l'exutoire.

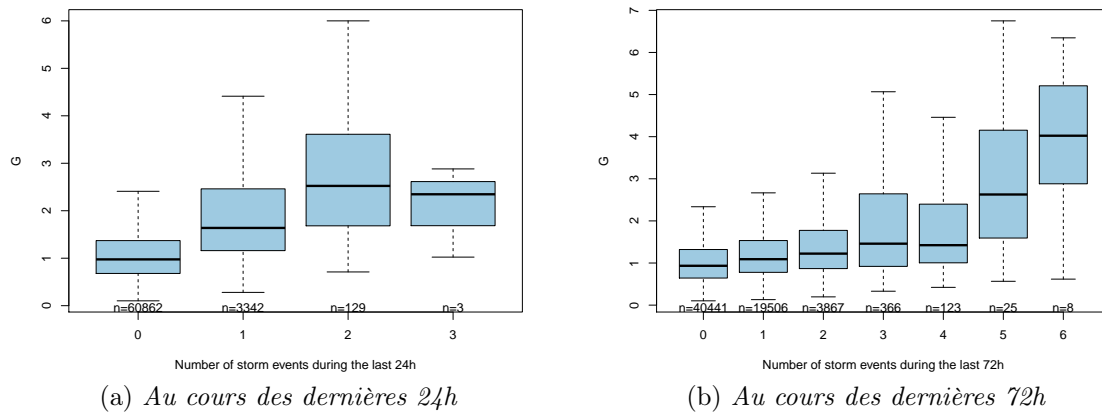


FIGURE 4.12 – Valeurs du ratio G sur l'ensemble des événements, tous bassins confondus, en fonction du nombre d'événements précédents l'événement regardé. La valeur de n décrit le nombre de ratios G utilisés pour construire le diagramme en boîte.

4.5.2 Transposition de la vitesse vers des bassins non jaugés

La carte animée de la figure 4.4 mettait en évidence la difficulté, à première vue, d'une transposition de ce paramètre vitesse d'un bassin vers un autre. Dans cette partie on cherchera à répondre à la question : à la vue des connaissances acquises jusqu'ici, est-on capable de faciliter cette transposition ?

Afin d'étudier la transposition du paramètre vitesse entre bassins, il a été nécessaire de rechercher des événements communs entre les bassins. Ce travail a été fait en appliquant la définition suivante : deux vitesses relèvent du même événement si leurs débuts de montée sont séparés de moins de deux heures. De cette manière, en appliquant cette définition de bassin en bassin, le déplacement de la perturbation atmosphérique est indirectement considéré. Cependant, si deux événements sont séparés de moins de deux heures, mais sur deux bassins relativement éloignés l'un de l'autre, ceux-ci ne doivent pas être considérés comme appartenant au même événement. Par conséquent, la vitesse de déplacement de la perturbation atmosphérique est restreinte à $40 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$. Pour calculer la distance entre deux bassins, la méthode choisie est de calculer la distance euclidienne entre les centroïdes des bassins.

Ainsi, pour chaque événement commun repéré entre au moins deux bassins, la transposition telle que celle de la vitesse d'un bassin vers un autre est comparée à la transposition du ratio G . Dans un but d'apprentissage, chacun des bassins est tour à tour considéré comme non jaugé tandis que tous les autres bassins sont considérés comme jaugés. Pour un bassin non jaugé donné et un événement donné, le ratio G (et la vitesse) est estimé par la moyenne des valeurs des bassins jaugés pondérée par l'inverse de la distance qui les sépare. De cette manière, le ratio G (et la vitesse) est estimé sur chaque bassin à partir de ses voisins également touchés par la perturbation.

La figure 4.13 montre les résultats de ces transpositions. Ainsi, il est mis en évidence que transposer le ratio G au lieu de transposer directement la vitesse permet d'obtenir de meilleurs

résultats sur l'estimation de la vitesse. On constate également une organisation spatiale de l'erreur lorsque G est utilisé : les vitesses des bassins de l'ouest de la Bretagne apparaissent plus facile à prédire que celles des bassins de l'est. Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour expliquer ce constat telle qu'une homogénéité météorologique, une homogénéité des bassins puisqu'il s'agit d'un ensemble de bassins côtiers, une plus forte densité de voisins et donc des sources d'information potentielles plus nombreuses.

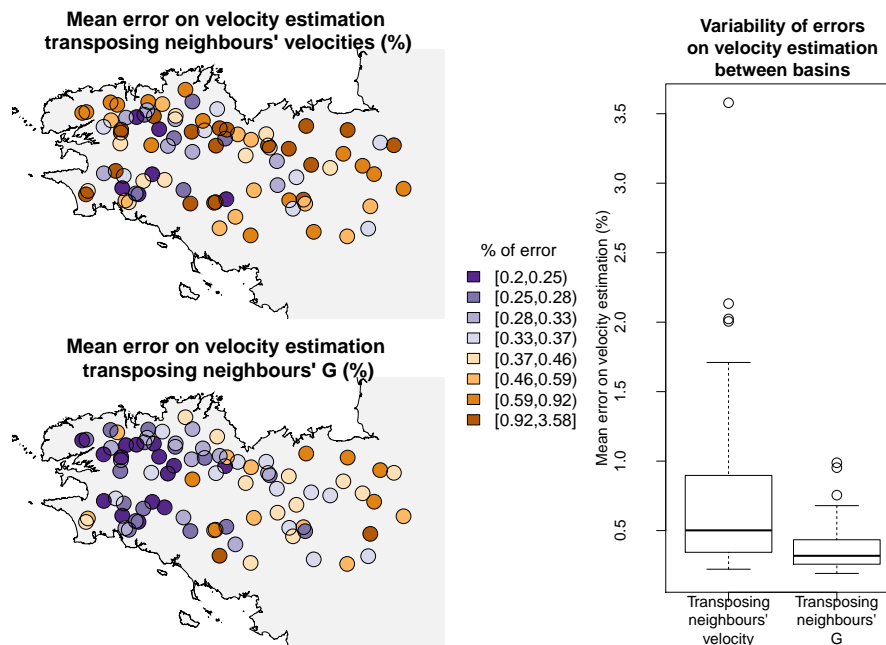


FIGURE 4.13 – Carte des erreurs effectuées en transposant le ratio $G = \frac{u_c(i)}{V}$ et la vitesse $u_c(i)$ en moyenne sur 348 événements.

4.6 Conclusion de l'approche régionale

4.6.1 Synthèse des travaux effectués

La variabilité de la vitesse d'écoulement u_c au sein du réseau a été analysée pour 85 bassins au sein d'une entité hydrologique relativement homogène que constitue la péninsule bretonne. Cette vitesse a été estimée pour chaque événement à partir des temps de montée extraits de manière automatique sur les données de débit disponibles entre 1990 et 2010. En se basant sur la mesure du débit elle-même, cette estimation ne veut préjuger d'aucune interprétation sur la physique liée à ce paramètre. Puis, à travers une analyse regroupant l'ensemble des bassins et non chaque bassin un à un, l'étude pose la question des déterminants de la vitesse communs à cet ensemble de bassins. Ces déterminants sont recherchés parmi un ensemble de descripteurs morphométriques, topographiques, géologiques, météorologiques et d'occupation du sol. Ces descripteurs sont facilement accessibles pour tout bassin, et de cette façon, l'étude aborde également la question de l'estimation de ce paramètre vitesse pour des bassins non

jaugés. La vitesse estimée pour chaque bassin est ensuite reliée à ces descripteurs à travers l'analyse de simples corrélations.

Les résultats ont tout d'abord montré que, bien que forte, la variabilité entre les événements s'organise autour d'une vitesse médiane V relativement stable au cours du temps et, de plus, spécifique à chaque bassin étudié. L'étude montre que cette vitesse caractéristique se relie fortement à des descripteurs morphométriques facilement accessibles pour des bassins non jaugés. En effet, la longueur hydraulique moyenne (et tous les facteurs corrélés à la taille du bassin) peut être utilisée au sein d'une régression afin d'estimer cette vitesse médiane. La pente, la couverture de zone humide ainsi que la fréquence des événements ont également été identifiées comme ayant un rôle secondaire, mais significatif dans l'estimation de ce paramètre. Si des mesures sont disponibles, il a été démontré qu'un échantillon de 40 à 60 vitesses permet de capturer suffisamment cette variabilité pour permettre d'estimer cette vitesse médiane d'une manière relativement fiable.

La forte variabilité entre événements a également été étudiée. Pour ce faire, un ratio G de la vitesse de l'événement sur la vitesse médiane ($G = \frac{u_c}{V}$) est introduit. Ainsi, il est mis en évidence que les caractéristiques du débit spécifique n'influencent pas significativement la valeur de cette vitesse. Par opposition, l'état du bassin, estimé à travers le nombre d'événements qui précèdent celui qui est considéré, montre un effet significatif sur la variabilité de cette vitesse. Enfin, ce ratio a été utilisé afin de faciliter la transposition d'une information sur la vitesse d'un bassin jaugé vers un bassin non jaugé. Il a ainsi été montré que ce ratio G permet de rendre la vitesse d'un bassin plus facilement transposable vers d'autres bassins, car il permet de gommer la spécificité de chaque bassin et se concentre sur la spécificité de l'événement commun aux bassins étudiés. De cette manière, la vitesse caractéristique d'un bassin non jaugé peut être estimée par une description morphométrique et corrigée suivant la spécificité de l'événement à partir de ses bassins voisins.

4.6.2 Réflexion sur l'estimation de la vitesse

L'estimation de la vitesse au sein du réseau se base sur l'hypothèse que le temps de parcours au sein du réseau t peut être estimé à travers le temps de montée t_p . Cette hypothèse peut cependant être discutée.

Afin de savoir quelle distance peut être reliée à ce temps de montée, le tableau 4.6 présente les principales corrélations entre la médiane de l'ensemble des temps de montée et chacun des descripteurs précédemment présentés. On constate que le temps de montée se corrèle fortement à la longueur hydraulique moyenne, ce qui soutient l'hypothèse de départ formulée. Toutefois, ce temps de montée se corrèle aussi fortement à la longueur totale parcourue en moyenne (versant et réseau confondus), ainsi qu'à la longueur maximale parcourue (hydraulique ou totale).

Ainsi, il apparaît difficile de distinguer clairement la vitesse au sein du réseau et la vitesse à travers le versant simplement à partir du temps de montée; notamment car le temps de montée est observé à l'exutoire du bassin. Cette distinction se base donc ici sur l'hypothèse de départ d'une domination du temps parcours au sein du réseau. Cependant, cette hypothèse est d'autant plus critiquable que le bassin est petit et que l'influence du versant augmente (Robinson et al., 1995; Rinaldo et al., 1995; Woods & Sivapalan, 1999; Botter & Rinaldo, 2003; D'Odorico & Rigon, 2003). Comme le montre le tableau 4.6, ce temps de montée se

corrèle plus fortement à la longueur totale parcourue (versant et réseau) sur les plus petits bassins (le tableau complet des corrélations est présenté en Annexe A.4). C'est pourquoi il est possible que la vitesse estimée dans ce chapitre puisse en partie être influencée par la vitesse à travers le versant.

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Basin's area	0.7 ***	0.93 **	0.49 **	0.24	0.19
Hydraulic length (max)	0.74 ***	0.89 *	0.62 ***	0.3	0.4
Hydraulic length (mean)	0.74 ***	0.93 **	0.6 ***	0.33	0.38
Flowpath length (max)	0.74 ***	0.96 **	0.59 ***	0.29	0.46
Flowpath length (mean)	0.74 ***	1 ***	0.59 ***	0.34 *	0.38
Granite rate	-0.14	0.89 **	0.05	-0.41 *	-0.16
Urban rate	-0.19	-0.88 **	-0.2	0.14	0.09
Number of events per year (mean)	-0.77 ***	-0.32	-0.73 ***	-0.81 ***	-0.87 ***

TABLE 4.6 – *Corrélation de Spearman (ρ) et sa significativité statistique ("*" pour p -value < 0.05; "**" pour p -value < 0.01; "***" pour p -value < 0.001) entre le temps de montée et les différents descripteurs de bassins. Seules les lignes montrant une corrélation $|\rho| > 0.7$ avec une p -value < 0.01 sont présentées; le tableau complet est présenté en Annexe A.4.*

Le chapitre 5 utilisera une calibration automatique du paramètre vitesse d'écoulement sur plusieurs modèles pluie-débit. Ainsi, la simple estimation de ce paramètre à partir du temps de montée a pu être comparée à une estimation plus complexe basée sur un algorithme recherchant la valeur optimale de ce paramètre (cf. partie 5.2.3). On constate que l'estimation de la vitesse dans ce chapitre est assez proche de celle estimée sur un des modèles utilisés dans le chapitre 5 (le modèle 1F1U1P). De cette manière, on confirme une certaine fiabilité de la vitesse d'écoulement estimée par le temps de montée.

Cependant, ce modèle 1F1U1P, dont la vitesse calibrée est présentée sur la figure 4.14, ne distingue pas une vitesse à travers le versant d'une vitesse à travers le réseau, mais estime une vitesse moyenne pour l'ensemble du parcours. Ainsi, cette comparaison pousse à croire que la vitesse estimée dans ce chapitre est une vitesse moyenne de l'ensemble du parcours de l'eau, versant et réseau confondus. Pour autant, l'hypothèse de départ peut être relativement acceptable au fur et à mesure que la taille du bassin augmente et que le temps de parcours dans le réseau augmente également. D'ailleurs, la figure 4.14 semble montrer un désaccord plus important sur les plus petits bassins.

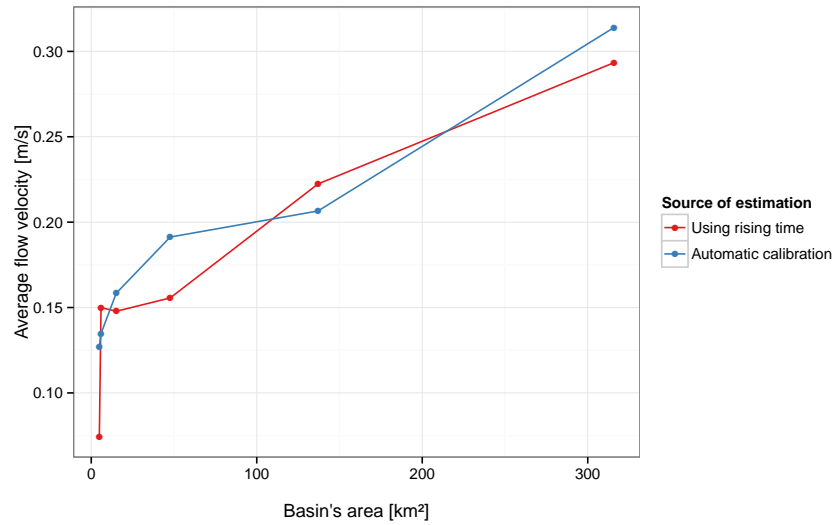


FIGURE 4.14 – *Comparaison des vitesses d'écoulement des 6 bassins du Blavet et de l'Oust estimées par le temps de montée (équation 3.1 utilisée au sein des chapitres 3 et 4) à celles estimées par calibration automatique du modèle 1F1U1P (chapitre 5).*

Recherche d'un modèle minimal à base géomorphologique

Sommaire

5.1	La modélisation comme outil d'apprentissage	80
5.1.1	Approche de modélisation flexible	80
5.1.2	Utilité de l'approche pour les bassins non jaugés	81
5.2	Cadre d'une amélioration pas-à-pas	81
5.2.1	Description de la structure évolutive du modèle hydrologique	81
5.2.1.1	Un modèle hydrologique global	81
5.2.1.2	Une structure évolutive de sa fonction de transfert	82
5.2.1.3	Une fonction de production	84
5.2.1.4	Une fonction débit de base	85
5.2.2	Tests d'hypothèses d'amélioration	86
5.2.2.1	Prise en compte de la dispersion géomorphologique	86
5.2.2.2	Prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie	87
5.2.3	Paramétrage	90
5.2.3.1	L'optimisation par essais particuliers	90
5.2.3.2	Mise en application	91
5.2.4	Matériel	92
5.2.4.1	Bassins et données utilisées	92
5.2.4.2	Périodes de simulations	93
5.3	Évaluations des fonctions de transfert	93
5.3.1	Résultats de calibration	93
5.3.2	Comparaison d'efficacité	96
5.3.2.1	Simulations pluriannuelles	96
5.3.2.2	Simulations par périodes de deux mois	99
5.3.3	Facilité de calibration	102
5.3.4	Classification ascendante hiérarchique	103
5.4	Conclusion	106

5.1 La modélisation comme outil d'apprentissage

5.1.1 Approche de modélisation flexible

Ces dernières années, plusieurs auteurs ont argumenté en faveur d'un changement de paradigme dans la modélisation hydrologique en proposant de cesser la recherche d'un modèle hydrologique "universel" pour laisser place à une approche de modélisation plus flexible où les étapes de construction du modèle sont aussi importantes que le modèle lui-même et sa relative précision (Sivapalan et al., 2003a; Sivapalan, 2005; Blöschl, 2006; Beven, 2008; Savenije, 2009; Sivapalan, 2009). En effet, la construction d'un modèle hydrologique ne doit pas se limiter à simplement reproduire une mesure, mais doit également permettre de mieux comprendre le fonctionnement du bassin. Comme exprimé par Beven (2007) et Dunn et al. (2008), les modèles sont de bons outils pour comprendre comment chaque bassin réagit.

Ces modèles peuvent être utilisés pour tester des hypothèses de notre perception du système. Ces hypothèses peuvent se traduire par une certaine structure de modèle (Fenicia et al., 2008a,b). Selon l'orientation donnée à la modélisation, une telle approche peut également aider à la compréhension de la capacité d'un modèle à reproduire ce qui est observé (Savenije, 2009). Puis en améliorant par étapes le modèle, une meilleure compréhension des processus en découle (Kavetski & Fenicia, 2011; Martina et al., 2011; McMillan et al., 2011; Fenicia et al., 2013). De ces différents travaux, il ressort donc le besoin de construire un cadre pour les tests d'hypothèses hydrologiques (Clark et al., 2011).

Identifier les erreurs de modélisation et leurs raisons, et rechercher un lien avec la structure du modèle implémenté est un apprentissage plus enrichissant que la simple performance d'un critère d'ajustement sur la sortie finale du modèle. En poursuivant cette idée, plusieurs auteurs ont développé des outils ou des approches pour une meilleure évaluation des modèles comme l'évaluation de l'erreur structurelle ou la non-stationnarité de ses paramètres (Wagner et al., 2003; Wagner & Kollat, 2007; Reusser et al., 2011). Ce processus d'apprentissage est également conduit par l'idée d'un meilleur usage des mesures hydrologiques. L'assimilation de données est un exemple de maximisation du bénéfice d'une mesure hydrologique. Par inférence bayésienne, elle peut être utilisée pour estimer la structure d'un modèle pour être cohérente à la fois avec la connaissance *a priori* de la physique et également avec l'information contenue dans la mesure (Bulygina & Gupta, 2009, 2010, 2011).

Dans un tel cadre, accepter ou rejeter l'hypothèse mise à l'épreuve constitue une étape importante. Pour ce faire, Gupta et al. (2008) soulignent l'importance d'une approche bien définie pour comparer les modèles et comparer les mesures hydrologiques. Ils utilisent alors la notion de signature hydrologique pour déterminer théoriquement les principaux comportements du système et évaluer le degré de complexité qu'un modèle est à même d'aborder. De même, en se basant sur de multiples critères d'évaluation pour qualifier un comportement hydrologique, Euser et al. (2013) proposent un cadre à l'évaluation de la structure d'un modèle pour qualifier à la fois sa performance et sa cohérence.

En d'autres termes, les modèles doivent être considérés à leur juste niveau, en acceptant les limites de ce qu'ils sont capables de représenter, mais aussi en profitant de leur potentiel de description de la complexité de la nature.

5.1.2 Utilité de l'approche pour les bassins non jaugés

Comme récemment mis en avant par Hrachowitz et al. (2013) dans la synthèse de la décennie PUB (Sivapalan et al., 2003b), ces tests de structure de modèle sont également des approches profitables à la modélisation des bassins versants non jaugés. En effet, faisant suite à un apprentissage efficace en testant nos connaissances des bassins jaugés, la modélisation des bassins versants non jaugés implique une marche supplémentaire à gravir en mettant à l'épreuve une généralisation de ces connaissances au sein d'une région. Il s'agit d'une marche supplémentaire dans le sens où la mesure hydrologique permettant de construire et calibrer un modèle est absente. De plus, dans un tel contexte, le besoin d'une modélisation simple et robuste se fait ressentir. C'est ce que ce cadre de modélisation permet, notamment à travers une meilleure compréhension des principaux déterminants de la réponse hydrologique d'un bassin versant.

Dans ce travail, nous proposons de nous focaliser sur un compartiment d'un modèle hydrologique, à savoir une fonction de transfert à base géomorphologique. Cette fonction de transfert est implémentée au sein d'une modélisation pluie débit simple et est améliorée pas à pas dans un but d'apprentissage. Premièrement, différentes hypothèses de partage des écoulements sont testées à travers différentes structures de fonction de transfert. Puis deuxièmement, ces hypothèses de fonctionnement sont mises à l'épreuve : d'une part, en introduisant la prise en compte d'une pluie brute spatialisée, et d'autre part, en considérant une dispersion géomorphologique au sein de ces fonctions de transfert.

5.2 Cadre d'une amélioration pas-à-pas d'un modèle à base géomorphologique

5.2.1 Description de la structure évolutive du modèle hydrologique

5.2.1.1 Un modèle hydrologique global

Ce travail s'intéresse à une amélioration pas-à-pas d'une fonction de transfert à base géomorphologique. Comme illustré par la figure 5.1, différentes fonctions de transfert ont été imaginées et implémentées au sein d'un modèle hydrologique pluie-débit global. En dehors de la fonction de transfert, la structure du modèle reste délibérément fixe afin de pouvoir comparer les effets d'un changement au sein de cette fonction de transfert. La pluie nette, estimée par une fonction de production, est partagée entre une fonction de ruissellement rapide, et une fonction d'écoulement lent (fonction débit de base) ; et la fonction de transfert (ruissellement rapide) selon un paramètre α_1 représentant le pourcentage de la pluie nette alimentant la fonction débit de base. La simulation à l'exutoire représente la somme de ces deux simulations de débit comme présenté dans l'équation 5.1.

$$Q(t) = Q_{TF}(t) + Q_{BF}(t) \quad (5.1)$$

avec Q_{TF} : le ruissellement rapide simulé par la fonction de TF ;
 Q_{BF} : l'écoulement lent simulé par la fonction débit de base BF .

5.2.1.2 Une structure évolutive de sa fonction de transfert

Les fonctions de transfert décrivent le chemin parcouru par l'eau jusqu'à l'exutoire en se basant sur une approche géomorphométrique (communément classée sous l'approche WFIUH dans la littérature anglophone), par opposition à une approche topologique (communément classée sous l'approche GIUH dans la littérature anglophone). Plus de détails sur ces deux familles ont été présentés dans la partie 2.3.4. Ces distances parcourues sont composées d'une distance de versant x_h (distance parcourue sur le versant jusqu'au réseau hydrographique) et d'une distance hydraulique x_c (distance au sein du réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire). La fonction densité de probabilité (fdp) de ces distances parcourues permet d'accéder à la fonction largeur puis à l'hydrogramme unitaire $h(t)$ par l'estimation d'une vitesse d'écoulement sur chacun de ses chemins. Le débit à l'exutoire est finalement obtenu par la convolution entre la pluie nette R_n et la fonction de transfert au cours du temps δt :

$$Q_{TF}(t) = \frac{S}{\delta t} \cdot \sum_{\tau=1}^t \overline{R}_n(t - \tau + 1) \cdot h(\tau) \quad (5.2)$$

δt : le pas de temps ;
avec S : la superficie du bassin ;
 R_n : la chronique de pluie nette.

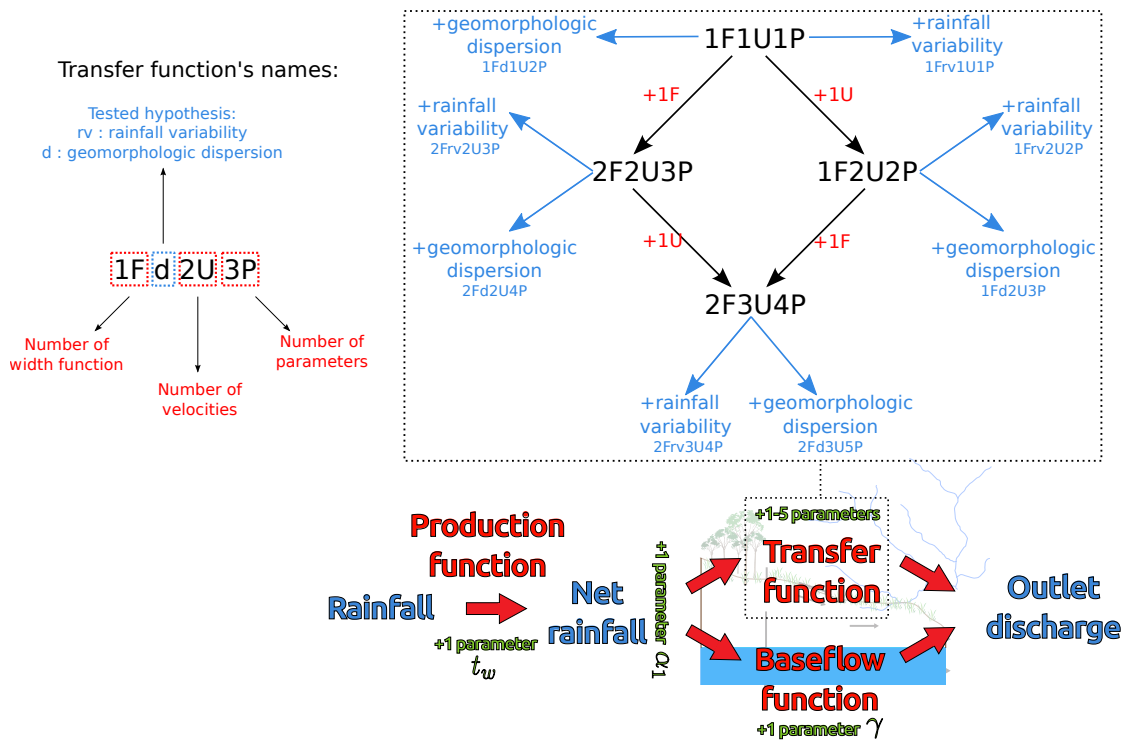


FIGURE 5.1 – Cadre de modélisation présentant l'amélioration pas-à-pas d'une fonction de transfert implémentée dans un modèle pluie débit global.

Quatre fonctions de transfert sont construites en jouant sur le nombre de vitesses décrites et le nombre de fonctions largeur utilisées. La plus simple (1F1U1P) utilise une seule vitesse

u pour décrire en moyenne la vitesse parcourue sur l'ensemble des chemins parcourus jusqu'à l'exutoire du bassin. Le temps de parcours s'exprime alors selon l'équation 5.3.

$$FT_{1F1U1P} = \frac{x_h + x_c}{u} \quad (5.3)$$

La seconde fonction de transfert 1F2U2P distingue deux vitesses successives : u_h sur le versant et u_c au sein du réseau hydrographique. Le ratio de ces deux vitesses ($r = \frac{u_c}{u_h}$) est introduit dans l'équation 5.4 du temps de parcours correspondant.

$$FT_{1F2U2P} = \frac{x_h \cdot r + x_c}{u_c} \quad (5.4)$$

Au lieu de décrire deux dynamiques successives comme avec la fonction 1F2U2P (la vitesse au sein du réseau succédant à la vitesse à travers le versant), la troisième fonction de transfert 2F2U3P décrit deux dynamiques parallèles (simultanées) à travers deux fonctions de transfert similaires à 1F1U1P, toutes deux calibrées par une vitesse différente. Ces deux fonctions cherchent à décrire un ruissellement de surface par une vitesse importante u_{fast} et un écoulement de subsurface par une vitesse plus faible u_{slow} . La pluie nette est partagée entre ces deux fonctions présentées dans l'équation 5.5, selon un coefficient α_2 représentant le pourcentage de pluie nette alimentant la fonction de transfert la plus lente.

$$FT_{2F2U3P} = \begin{cases} \frac{x_h + x_c}{u_{slow}} \\ \frac{x_h + x_c}{u_{fast}} \end{cases} \quad (5.5)$$

La quatrième et dernière fonction de transfert 2F3U4P combine l'ensemble des fonctions de transfert précédentes. Ainsi, elle décrit deux dynamiques successives (versant et réseau, similairement à 1F2U2P) au sein de deux fonctions de transfert en parallèle (surface et subsurface, similairement à 2F2U3P). Les deux fonctions de transfert modélisent en parallèle deux vitesses u_h de parcours de versant, avec un parcours du versant plus lent (traduit par une plus forte valeur du ratio r et exprimée par r_{slow}) et un parcours du versant plus rapide (traduit par une plus faible valeur du ratio r et exprimée par r_{fast}). À cette réponse de versant succède la réponse du réseau hydrographique dont la dynamique est modélisée de manière identique dans les deux fonctions par une vitesse u_c .

$$FT_{2F3U4P} = \begin{cases} \frac{x_h \cdot r_{slow} + x_c}{u_c} \\ \frac{x_h \cdot r_{fast} + x_c}{u_c} \end{cases} \quad (5.6)$$

L'analyse géomorphométrique a été réalisée avec l'outil GRASS 6.4 et l'extension développée par Jasiewicz & Metz (2011). L'algorithme de drainage monodirectionnel D8 est utilisé sur un modèle numérique de terrain de 5 m de résolution, afin de modéliser les chemins parcourus par l'eau et de déduire les longueurs u_h et u_c . Pour déduire ces longueurs, une extraction du réseau a été effectuée et pose la définition d'un réseau à partir d'une aire drainée supérieure à 50 ha.

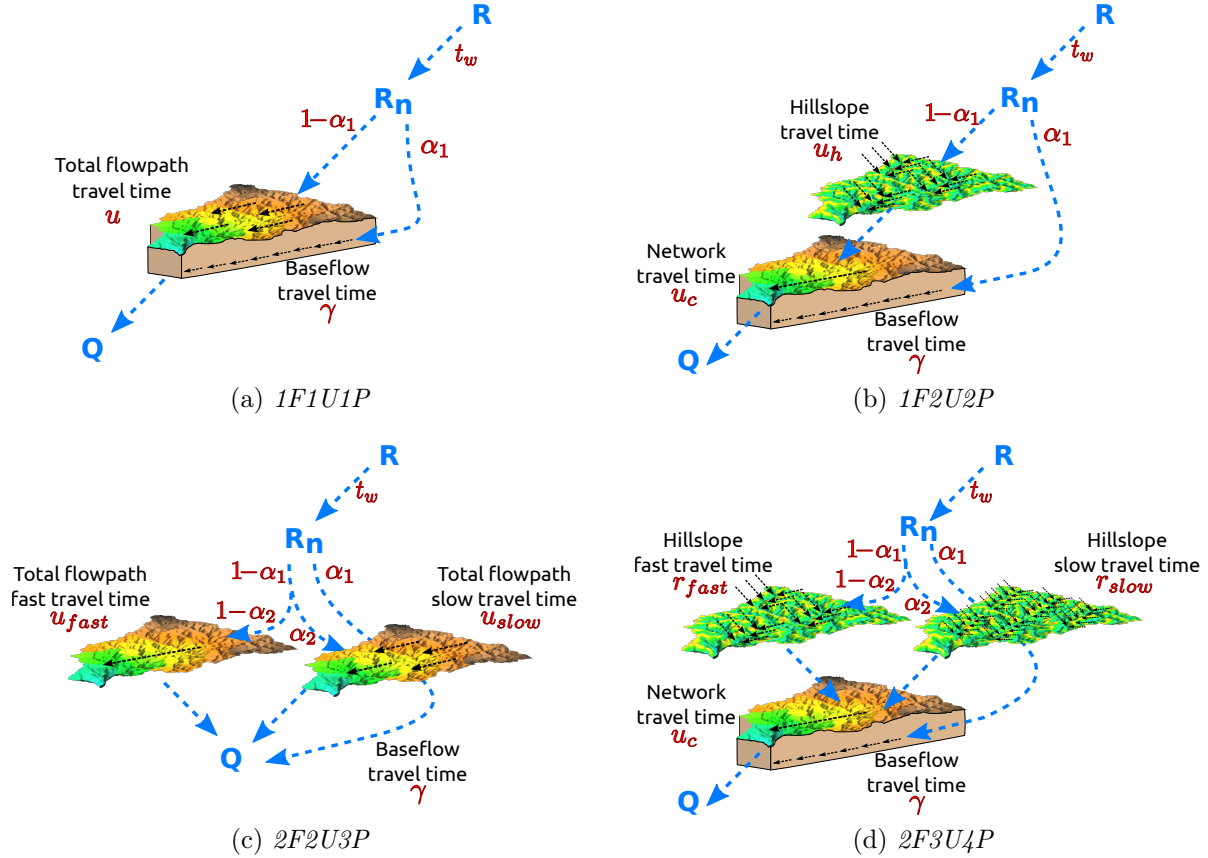


FIGURE 5.2 – Représentation graphique des différentes structures de modèles.

5.2.1.3 Une fonction de production

Comme décrit dans la partie 5.2.1.1, chacune des fonctions de transfert décrites précédemment est implémentée dans un modèle hydrologique global. La fonction de production de ce modèle décrit l'amortissement de la pluie brute en pluie nette contribuant au ruissellement. Elle est basée sur l'estimation d'un coefficient de ruissellement à partir des observations de pluie et de débit. En effet, puisque l'objectif de ce chapitre est de se focaliser sur la construction d'une fonction de transfert et non sur le modèle hydrologique dans son ensemble, la liberté d'utiliser l'observation du débit pour construire la fonction de production est prise. Ainsi, le coefficient de ruissellement C est calculé suivant l'équation :

$$C(t) = \frac{\int_{t-t_w}^{t+t_w} Q(t)}{\int_{t-t_w}^{t+t_w} R(t)} \quad (5.7)$$

R : la pluie brute observée ;
 où Q : le débit spécifique observé ;
 t_w : la fenêtre temporelle (durée) sur laquelle est calculée C .

La calibration de cette production se base donc sur l'estimation d'un unique paramètre t_w . Une contrainte est de plus imposée sur la valeur de C afin de limiter sa valeur maximale à 1. La figure 5.3 illustre un exemple d'estimation du coefficient de ruissellement C au cours du temps sur Coët-Dan à Naizin et à partir d'une valeur de t_w égale à 60 jours.

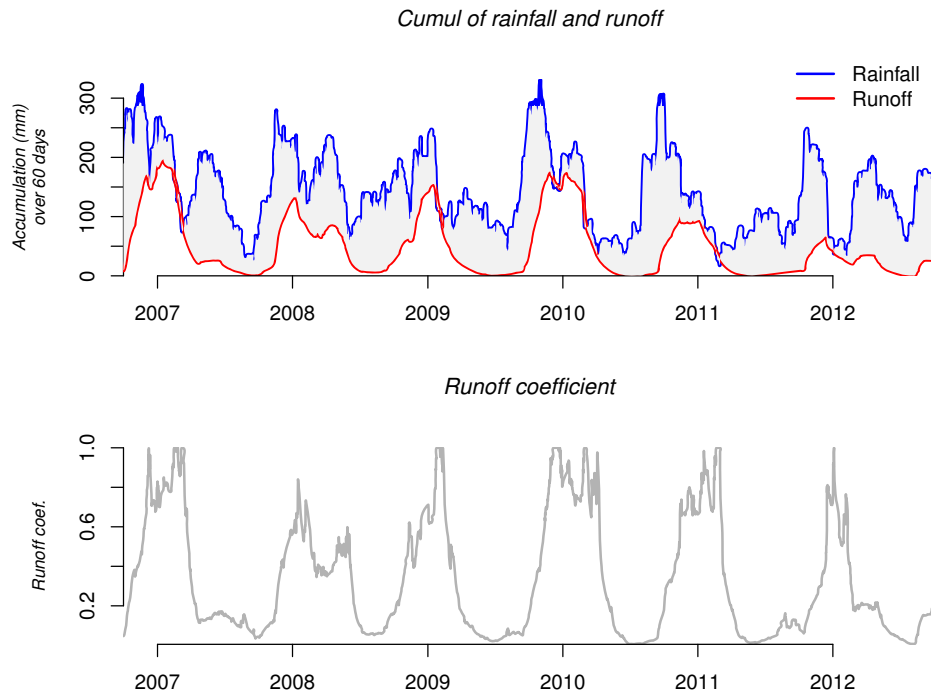


FIGURE 5.3 – Exemple de calcul du coefficient de ruissellement sur le Coët-Dan à Naizin ($t_w = 60$ jours).

5.2.1.4 Une fonction débit de base

Une partie (pourcentage α_1) de la pluie nette estimée par la fonction de production est transférée jusqu'à l'exutoire par une fonction décrivant l'écoulement lent du bassin (débit de base). Ainsi, le temps de parcours de cette lame d'eau est modélisé suivant une fonction décroissante exponentielle présentée par l'équation 5.8 (Moore, 1997; Griffiths & Clausen, 1997; Dewandel et al., 2003; Brodie & Hostetler, 2005).

$$f(t) = \frac{1}{\gamma} e^{-\frac{t}{\gamma}} \quad (5.8)$$

Le paramètre γ s'approche du temps de résidence moyen de la pluie nette au sein du bassin (figure 5.4, le temps de résidence moyen s'observe à une probabilité de 0.5 sur l'intégrale de l'hydrogramme unitaire) : plus γ augmente plus le volume de pluie nette reçu à un instant donné sera étalé dans le temps (pente de la fonction plus faible).

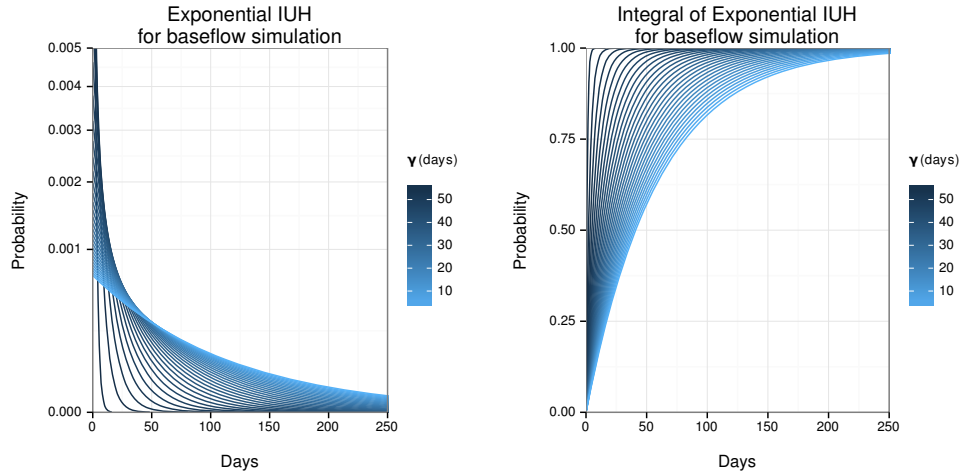


FIGURE 5.4 – *Hydrogramme unitaire de forme exponentiel utilisé pour la simulation du débit de base.*

5.2.2 Tests d'hypothèses d'amélioration

5.2.2.1 Prise en compte de la dispersion géomorphologique

Parmi les deux hypothèses d'amélioration présentées dans cette partie 5.2.2, la première consiste à introduire dans la fonction de transfert la prise en compte d'une dispersion géomorphologique (Rinaldo et al., 1991). La fonction densité de probabilité des temps de parcours est alors exprimée par l'équation suivante :

$$f(t) = \int_0^L \frac{xW(x)}{\sqrt{4\pi Dt^3}} e^{-\frac{(x-ut)^2}{4Dt}} dx \quad (5.9)$$

avec

- x : la distance hydrologique étudiée ;
- D : le coefficient de dispersion hydrodynamique ;
- W : la fonction largeur des longueurs x ;
- t_w : la fenêtre temporelle (durée) sur laquelle est calculée C .

La prise en compte d'une dispersion géomorphologique tend à adoucir le pic de crue puis à accroître ce pic si le coefficient de dispersion D continue d'être augmenté (figure 5.5). Lorsque plusieurs fonctions de transfert sont décrites en parallèle (2F2U3P et 2F3U4P), la dispersion est considérée sur la fonction de transfert la plus lente.

FIGURE 5.5 – \blacktriangleright *Effet de la prise en compte d'une dispersion géomorphologique sur la forme de l'hydrogramme unitaire.*

5.2.2.2 Prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie

La seconde hypothèse d'amélioration testée est basée sur la donnée d'entrée elle-même à la modélisation. L'objectif est ici d'étudier l'apport de la prise en compte de l'entière information comprise dans les données de pluie disponibles, à savoir les données de pluie spatialisée *Antilope* (cf. partie 1.4.2) sur les six bassins d'étude. Considérer la prise en compte de cette pluie spatialisée au sein de la modélisation nécessite d'adapter le modèle à cette nouvelle entrée. Ce travail est fait en suivant les travaux de Cudennec et al. (2005).

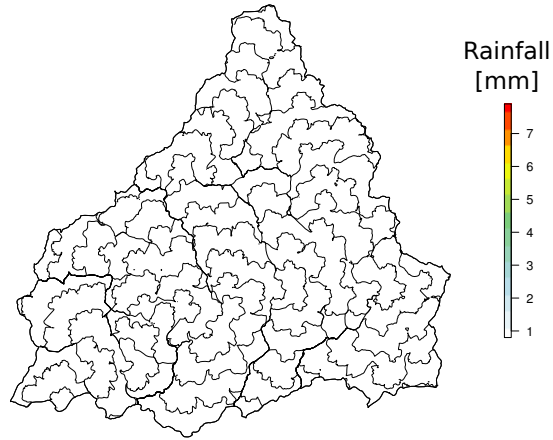


FIGURE 5.6 – Exemple d'une carte de pluie accumulée sur une heure (le 27/05/2008) et se superposant aux zones isochrones du bassin de l'Ével à Guénin en utilisant la fonction de transfert 1F1U1P ($u = 0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).


En effet, la structure explicite des fonctions de transfert présentée précédemment (cf. partie 5.2.1.2) permet de construire facilement une carte des zones isochrones décrivant les zones à égales distances temporelles de l'exutoire. Ainsi, la carte de pluie et la carte des isochrones peuvent être superposées (figure 5.6). Chaque mesure de pluie est alors distribuée dans chaque isochrone, et sur ce principe la fonction de transfert est alors à même de considérer la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur l'ensemble du bassin. L'expression de la convolution d'une pluie moyenne (équation 5.2) est alors généralisée à une pluie spatialisée suivant l'équation 5.10 suivante :

$$Q(t) = \frac{S}{\delta t} \cdot \sum_{\tau=1}^t \overline{R}_n(t - \tau + 1) V_\tau(t - \tau + 1) \cdot u(\tau) \quad (5.10)$$

avec

i	:	l'isochrone ;
j	:	le pas de temps ;
$V_i(j) = \frac{R_{net,i}(j)}{R_{net}(j)}$:	le facteur caractérisant la variabilité spatio-temporelle de la pluie.

Ainsi, l'ensemble des facteurs $V_i(j)$ construits à chaque pas de temps j sur l'ensemble des isochrones i constitue la matrice de variabilité spatio-temporelle de la pluie nette. La figure 5.7 permet de visualiser cette matrice de variabilité et ainsi de voir que la pluie tombée à chaque pas de temps est partagée entre les isochrones de manière plus ou moins homogène au cours du temps.

FIGURE 5.7 –  *Représentation graphique de la matrice de variabilité spatio-temporelle de la pluie en fonction de la carte de pluie animée au cours du temps sur l'Ével à Guénin (du 04/05/2008 14 :00 au 05/05/2008 04 :00 au pas de temps horaire).*

Outre ce travail de prise en compte d'une information plus fine décrivant la pluie en entrée de la modélisation, la prise en compte de la variabilité de la pluie au sein des modèles a pour objectif de mettre à l'épreuve chaque fonction de transfert. En effet, les cartes isochrones obtenues par modélisation sont ainsi comparées à une réalité physique spatiale de la mesure de pluie (sous hypothèse que la carte de pluie elle-même reflète la réalité). En effet, comme illustrées par la figure 5.8, les cartes isochrones varient fortement pour les différentes fonctions de transfert et constituent donc un moyen efficace de les comparer. Par exemple, la distinction (figure 5.8b et 5.8c) ou non (figure 5.8a) d'une vitesse à travers le versant et d'une vitesse dans le réseau, ou le paramétrage même de ces deux vitesses au sein d'un modèle, se traduit respectivement par des cartes isochrones assez différentes. Les matrices de variabilité qui en résulteront seront alors elles aussi différentes et pourront être évaluées à travers la comparaison des simulations d'hydrogrammes.

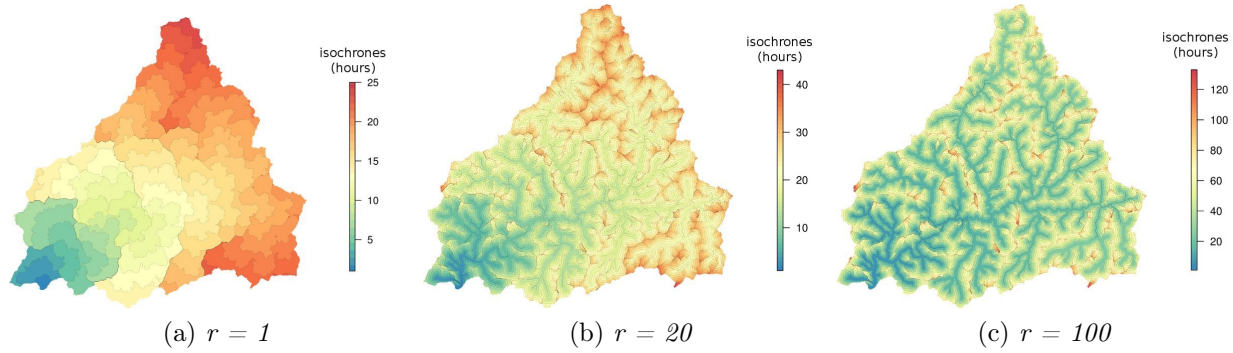


FIGURE 5.8 – Effet du paramètre $r = \frac{u_c}{u_h}$ sur les cartes isochrones à partir de la fonction de transfert 1F2U2P pour le bassin de l'Ével à Guénin ($u_c = 0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

De plus, en se basant uniquement sur l'observation de la pluie, intégrer la variabilité de la pluie au sein de chaque fonction de transfert n'introduit aucun nouveau paramètre. Ainsi, aucune nouvelle calibration n'a été effectuée pour ces différents modèles permettant ainsi de voir l'effet de la prise en compte de la variabilité de la pluie en dehors de tout biais lié à une nouvelle calibration. En effet, la raison à tous changements dans les simulations pourra alors être attribuée sans ambiguïté à cette prise en compte de la variabilité de la pluie. La prise en compte de la variabilité de la pluie est testée pour chaque structure de modèle précédemment présentée et le nom de chaque modèle présenté jusqu'ici est résumé dans le tableau 5.1.

Structure de base	Prise en compte d'une dispersion	Prise en compte d'une variabilité spatio-temporelle de la pluie
1F1U1P	1Fd1U2P	1Frv1U1P
1F2U2P	1Fd2U3P	1Frv2U2P
2F2U3P	2Fd2U4P	2Frv2U3P
2F3U4P	2Fd3U5P	2Frv3U4P

TABLE 5.1 – Résumé des noms de fonction de transfert utilisés.

5.2.3 Paramétrage

Le paramétrage utilise l'algorithme standard d'optimisation par essais particuliers (en anglais, "Standard Particle Swarm Optimization algorithm") dans sa version 2011 (Clerc, 2010, 2012).

5.2.3.1 L'optimisation par essais particuliers

L'optimisation par essais particuliers est une technique d'optimisation stochastique développée par Kennedy & Eberhart en 1995. Elle se base sur l'analyse des populations et s'inspire du comportement social des oiseaux et des poissons. Dans ce travail, cet espace

correspond à l'espace des valeurs possibles des paramètres du modèle. Pour deux paramètres cet espace se représente en 2D, pour trois paramètres par un volume, et pour n paramètres par un hypervolume à n dimensions. Chaque point de cet espace (jeu de valeurs des paramètres) est qualifié par une valeur numérique (ici un critère d'ajustement entre la simulation et l'observation) et l'exploration de cet espace a pour objectif de rechercher sa valeur optimale. L'exploration est effectuée par des agents appelés "particules" se déplaçant dans cet espace par itération. Chaque particule est définie par :

- sa position dans l'espace,
- une valeur qualifiant cette position (valeur du critère d'ajustement),
- une vitesse qualifiant son déplacement sur la prochaine itération,
- une mémoire des meilleures positions de ses itérations précédentes,
- une mémoire des valeurs associées à ces précédentes meilleures positions.

L'ensemble des particules constitue un essaim (en anglais, "swarm"). Au sein de celui-ci, une topologie est définie traduisant la manière dont les particules communiquent entre elles. La topologie définit avec quelles particules une particule donnée peut communiquer. Ces dernières sont alors appelées voisinage ("neighbourhood"). L'information échangée entre deux particules est la mémoire de ses meilleures positions précédentes. Cette information s'échange d'une particule à une autre sans obligatoirement s'effectuer de manière symétrique dans les deux sens.

L'algorithme est initialisé avec une position aléatoire dans l'espace et une vitesse aléatoire pour chaque particule, puis il fonctionne par itération. Chaque itération consiste à :

1. estimer une nouvelle vitesse à partir de la position actuelle de la particule en se basant sur 1) sa vitesse actuelle, 2) sa propre mémoire et 3) celle des particules voisines,
2. déplacer la particule suivant cette nouvelle vitesse,
3. vérifier si la particule se situe toujours dans les limites de l'espace imposé et la contraindre alors à respecter (ou non) les limites de l'espace,
4. évaluer cette nouvelle position et la garder en mémoire si celle-ci présente une valeur supérieure à la position précédente.

La boucle des itérations s'arrête lorsque l'optimum est atteint (estimé soit de manière absolue soit de manière relative quand les itérations n'apportent plus d'améliorations notoires) ou lorsqu'un nombre maximum d'itérations est atteint.

5.2.3.2 Mise en application

L'application de cette méthode a été effectuée sous R version 2.15 (R Development Core Team, 2012) et à l'aide du package HydroPSO (Zambrano-Bigiarini & Rojas, 2012, 2013). Dans ce travail, le critère utilisé pour caractériser l'espace des paramètres est le critère de Kling-Gupta (KGE, "Kling-Gupta Efficiency"), calculé entre l'hydrogramme simulé et l'hydrogramme observé. Ce critère a été développé par Gupta et al. (2009) afin de fournir une décomposition du critère de Nash-Sutcliffe NSE (équation 3.12, lui-même basé sur l'erreur quadratique moyenne). Cette décomposition a pour but de faciliter l'analyse distincte de ses composantes à savoir la corrélation, le biais et la variabilité au sein d'une modélisation hydrologique. Ce critère varie entre $-\infty$ et 1, où 1 correspond à une simulation parfaitement similaire à l'observation.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (vr - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (5.11)$$

avec r : le coefficient de corrélation de Pearson entre la simulation S et l'observation O ;
 $vr = \frac{\sigma_S}{\sigma_O}$: caractérisant la variabilité de la simulation relativement à celle observée ;
 $\beta = \frac{\bar{S}}{\bar{O}}$: le rapport entre la moyenne de la simulation S et la moyenne de l'observation O .

L'optimisation par essaim particulaire recherche donc l'optimum global (valeur maximale) de ce critère dans l'exploration de l'espace des paramètres. Pour ce faire, 40 particules sont utilisées à chaque itération. Un échantillonnage en hypercube latin pour positionner chaque particule dans l'espace des paramètres est utilisé à l'initialisation de l'algorithme. Une topologie aléatoire est choisie sur un nombre de trois particules (chaque particule renseigne au maximum trois autres particules en plus d'elle même). Les paramètres de mise à jour de la vitesse à chaque itération sont les paramètres par défaut de la version 2011 de l'algorithme. Les particules sont contraintes à rester dans l'espace des paramètres défini par le tableau 5.2.

model	α_1	γ (hours)	t_w (hours)	u (m·s ⁻¹)	r	u_c (m·s ⁻¹)	α_2	u_{fast} (m·s ⁻¹)	u_{slow} (m·s ⁻¹)	r_{fast}	r_{slow}	D (m ² ·s ⁻¹)
1F1U1P	0/1	150/1000	100/4800	0.01/2								
1F2U2P	0/1	150/1000	100/4800		1/200	0.01/2						
2F2U3P	0/1	150/1000	100/4800				0/1	0.01/2	0 5/0.5			
2F3U4P	0/1	150/1000	100/4800			0.01/2	0/1			1/50	20/500	
1Fd1U2P	0/1	150/1000	100/4800	0.01/2								1/10000
1Fd2U3P	0/1	150/1000	100/4800		1/200	0.01/2						1/10000
2Fd2U4P	0/1	150/1000	100/4800				0/1	0.01/2	0 5/0.5			1/10000
2Fd3U5P	0/1	150/1000	100/4800			0.01/2	0/1			1/50	20/500	1/10000

TABLE 5.2 – Gamme de variation des paramètres (min/max) utilisée pour la calibration de chaque modèle.

5.2.4 Matériel

5.2.4.1 Bassins et données utilisées

Les bassins d'études sont les six bassins du Blavet et de l'Oust à savoir : le Coët-Dan à Naizin (4.9 km²), le Frémur à Plumélia (5.8 km²), le Coët-Organ à Quistinic (47.7 km²), la Claie à Saint-Jean-Brévelay (137 km²) et l'Ével à Guénin (316 km²). Ces bassins ont été précédemment décrits dans la partie 1.4.3 et ne seront donc pas décrits à nouveau ici.

De même, les données de débit utilisées sont les données de l'ORE AgrHys (cf. partie 1.4.3) pour le bassin du Coët-Dan à Naizin et les données de la Banque HYDRO (cf. partie 1.4.1) pour les cinq autres bassins. L'ensemble des données de débit est traité à un pas de temps horaire.

Les données de pluie utilisées sont les cartes de pluie horaires *Antilope* produites par Météo-France (Laurantin, 2008; Champeaux et al., 2009). Ces données sont plus amplement présentées dans la partie 1.4.2. Lorsque la variabilité spatiale de la pluie n'est pas prise en compte dans la modélisation, les valeurs de pluie *Antilope* sont moyennées spatialement sur l'ensemble du bassin. Sur la période de simulation, les cumuls par années hydrologiques sur ces bassins varient majoritairement autour de 800 mm mais peuvent dépasser les 1000 mm pour certaines années (cf. figure 5.9).

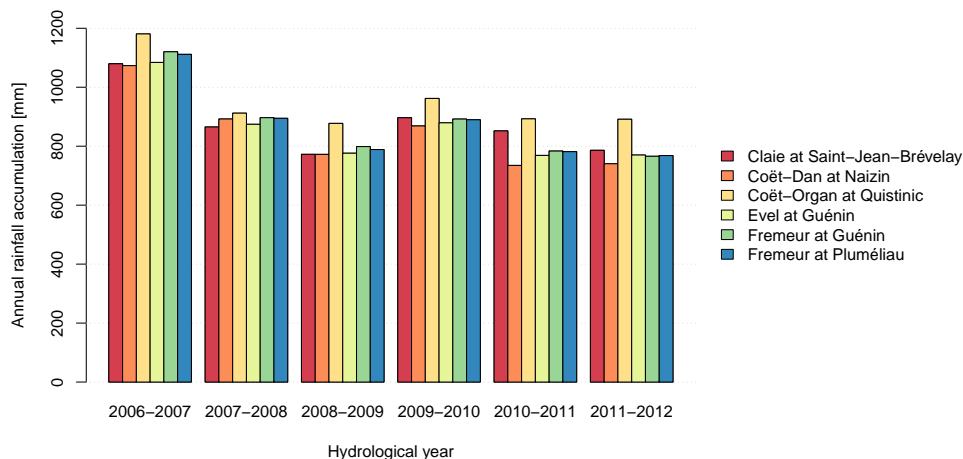


FIGURE 5.9 – Cumuls de pluie par année hydrologique (à compter du 1^{er} octobre) pour les cinq sous-bassins du Blavet et le sous-bassin de l’Oust calculés en moyenne à partir du jeu de données Antilope entre 2006 et 2012 (Météo-France).

5.2.4.2 Périodes de simulations

Les simulations sont effectuées au pas de temps horaire sur une période de calibration de quatre ans (du 01/10/2006 au 01/10/2010) et une période de validation de deux ans (du 01/10/2010 au 01/10/2012). De plus, afin de permettre une étude plus détaillée des simulations et ainsi une plus forte différenciation de chaque modèle, des simulations sur des périodes de deux mois (novembre-décembre et mai-juin) sont effectuées sur les six ans de données disponibles (soient 12 périodes de deux mois au total). Ainsi, 13 périodes différentes de calibration sont au final mise en oeuvre. Répéter une calibration sur plusieurs périodes permet également de tester sa transposabilité dans le temps, qui est une des qualités visées quand on cherche à construire un modèle réaliste (Gharari et al., 2013).

5.3 Évaluations des fonctions de transfert

5.3.1 Résultats de calibration

D’une manière générale, les valeurs estimées pour chaque période de simulation peuvent être assez variables entre les événements pour un bassin donné (figure 5.10 à travers le parcours de l’ensemble des modèles par animation PDF, ou annexe A.5 pour une figure de synthèse sans animation). Cette variabilité s’explique par une certaine variabilité temporelle du fonctionnement du bassin qui n’est, semble-t-il, pas bien prise en compte par la modélisation (si ce n’est à travers de la discrétisation des simulations sur plusieurs périodes de deux mois) ainsi qu’une sensibilité plus ou moins marquée des modèles à chacun des paramètres.

Les résultats de calibration présentés dans le tableau 5.3 montrent que la fenêtre temporelle t_w sur laquelle le coefficient de ruissellement est calculé varie autour de 20 jours. La fonction débit de base décrit une valeur de γ d’environ 11 jours pour 1F1U1P, de 17 jours

pour la majorité des autres fonctions de transfert, mais augmente à près de 25 jours pour la fonction de transfert 1Fd2U3P prenant en compte une dispersion géomorphologique.


La vitesse d'écoulement de la fonction de transfert 1F1U1P s'accroît avec la taille du bassin et montre, de plus, une faible variabilité entre les périodes de simulation (figure 5.10). Les valeurs obtenues varient entre $0.13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le Coët-Dan à Naizin à $0.31 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour l'Ével à Guénin. Ces valeurs sont cohérentes avec celles qui sont estimées dans le chapitre 4 (cf. partie 4.6.2). Pour une structure de fonction de transfert donnée, ces valeurs tendent à décroître lorsqu'une dispersion est prise en compte. Lorsque la fonction de transfert 1F2U2P est utilisée, la vitesse au sein du réseau u_c varie suivant les bassins entre $0.85 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et $1.88 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Ces valeurs se rapprochent de celles que l'on trouve dans la littérature (eg. Grimaldi et al. (2010) utilisent une valeur de $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ tandis que Grimaldi et al. (2012) utilisent une valeur variant de $0.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) mais semble relativement élevée pour la région Bretagne. De plus, cette vitesse tend à décroître avec la taille du bassin, et ce à l'inverse de la vitesse à travers le versant, ce qui n'est pas toujours cohérent avec la littérature (cf. partie 4.1). En moyenne, lorsqu'un partage entre une vitesse réseau et une vitesse versant est décrit, la vitesse de versant tend à être 100 fois inférieure à la vitesse de réseau, et jusqu'à plus de 200 fois inférieure dans la composante lente de la fonction de transfert 2F3U4P.

Pour la structure de fonction de transfert la plus complexe (2F3U4P) et pour le plus grand bassin (Ével à Guénin), la valeur médiane 0.98 du paramètre α_2 illustre qu'en majeure partie une seule des deux composantes modélisées en parallèle (cf. équation 5.6) est utilisée. Cette complexité de structure de fonction de transfert apparaît donc dès à présent inutile pour ce bassin et peut donc être rejetée.

Le tableau 5.3 permet également d'estimer la facilité avec laquelle ces paramètres peuvent être transférés un à un entre les bassins. Indépendamment sur chacune des périodes simulées et pour chaque paramètre au sein d'une fonction de transfert donnée, cette qualité est décrite à travers un coefficient de variabilité calculé entre les valeurs de ce paramètre obtenues sur chaque bassin. Ce coefficient montre une faible variabilité du coefficient α_1 (partageant la pluie nette entre la fonction débit de base et la fonction de transfert à base géomorphologique), et ce pour l'ensemble des modèles testés. Par opposition, pour les fonctions de transfert les plus complexes, une variabilité plus importante est constatée. Avec l'augmentation de la complexité des fonctions de transfert, il semble qu'elles deviennent de plus en plus spécifiques à chaque bassin, réduisant par conséquent la facilité de transfert des paramètres entre bassins. En particulier, les paramètres décrivant les vitesses d'écoulement montrent une forte variabilité entre les bassins.

Model	Parameter	Coet-Dan at Naizin	Fremeur at Pluméliau	Fremeur at Guenin	Coet-Organ at Quistinic	Clare at Saint-Jean-Brevelay	Evel at Guenin	All Basins	Coef. Var.
1F1U1P	α_1	0.87	0.87	0.86	0.94	0.90	0.93	0.90	0.08
	γ (hours)	203	246	311	302	381	220	258	0.28
	t_w (hours)	251	357	817	431	561	450	441	0.36
	u (m·s ⁻¹)	0.12	0.13	0.16	0.19	0.21	0.35	0.19	0.37
1Fd1U2P	α_1	0.88	0.93	0.91	0.95	0.92	0.74	0.90	0.10
	γ (hours)	183	222	203	302	271	436	263	0.37
	t_w (hours)	402	430	347	427	787	498	429	0.54
	u (m·s ⁻¹)	0.03	0.05	0.04	0.12	0.14	0.16	0.07	0.93
1F2U2P	D (m ² ·s ⁻¹)	4340	4380	3461	5543	2856	2066	3752	0.66
	α_1	0.75	0.82	0.72	0.90	0.77	0.86	0.82	0.10
	γ (hours)	327	431	543	330	452	297	416	0.41
	t_w (hours)	429	421	851	420	765	474	455	0.49
1Fd2U3P	r	90	74	77	115	124	133	103	0.46
	u_c (m·s ⁻¹)	1.88	1.84	1.72	1.59	0.74	0.85	1.21	0.46
	α_1	0.02	0.77	0.67	0.85	0.69	0.67	0.68	0.69
	γ (hours)	557	611	604	312	590	587	585	0.32
2F2U3P	t_w (hours)	647	442	782	560	655	434	604	0.46
	r	97	122	122	138	127	93	117	0.41
	u_c (m·s ⁻¹)	0.02	1.49	0.03	1.69	0.72	0.59	0.70	1.02
	D (m ² ·s ⁻¹)	4674	2804	5510	3387	5930	5776	4614	0.55
2F2U3P	α_1	0.81	0.88	0.84	0.87	0.76	0.80	0.83	0.11
	γ (hours)	265	258	350	406	408	243	344	0.43
	t_w (hours)	413	559	1009	563	775	440	561	0.51
	α_2	0.63	0.81	0.69	0.68	0.48	0.53	0.62	0.44
2Fd2U4P	u_{fast} (m·s ⁻¹)	0.22	0.43	0.34	0.21	0.21	0.32	0.26	0.88
	u_{slow} (m·s ⁻¹)	0.09	0.12	0.14	0.08	0.01	0.01	0.09	0.95
	α_1	0.83	0.88	0.87	0.94	0.80	0.76	0.86	0.12
	γ (hours)	191	238	305	419	393	426	314	0.28
2F3U4P	t_w (hours)	389	480	562	480	436	524	502	0.44
	α_2	0.48	0.58	0.40	0.23	0.53	0.60	0.45	0.79
	u_{fast} (m·s ⁻¹)	0.14	0.12	0.17	0.25	0.22	0.36	0.21	1.01
	u_{slow} (m·s ⁻¹)	0.10	0.14	0.22	0.12	0.19	0.01	0.14	0.80
2F3U4P	D (m ² ·s ⁻¹)	4421	2831	3991	5556	2992	3971	3981	0.82
	α_1	0.71	0.79	0.74	0.85	0.83	0.83	0.79	0.15
	γ (hours)	279	439	545	458	443	318	430	0.25
	t_w (hours)	190	429	564	786	674	281	558	0.49
2Fd3U5P	u_c (m·s ⁻¹)	0.97	0.91	0.79	0.57	0.47	0.58	0.74	0.54
	α_2	0.40	0.42	0.39	0.36	0.44	0.98	0.40	0.74
	r_{fast}	21	30	19	34	34	21	26	0.44
	r_{slow}	206	145	174	227	189	306	213	0.62
2Fd3U5P	α_1	0.69	0.74	0.64	0.19	0.63	0.66	0.67	0.76
	γ (hours)	369	462	466	339	537	388	410	0.39
	t_w (hours)	364	657	406	532	681	571	529	0.48
	u_c (m·s ⁻¹)	1.11	0.52	0.52	0.01	0.31	0.54	0.42	1.05
2Fd3U5P	α_2	0.50	0.52	0.55	0.66	0.74	0.99	0.67	0.55
	r_{fast}	26	27	23	26	27	22	26	0.54
	r_{slow}	140	161	159	187	119	252	159	0.59
	D (m ² ·s ⁻¹)	6627	4893	6259	4423	5814	4705	5368	0.44

TABLE 5.3 – Valeurs des paramètres obtenues par calibration pour chaque modèle, en valeur médiane sur l'ensemble des 13 périodes de simulations. Un coefficient de variation des valeurs des paramètres est calculé entre les bassins pour chaque période de simulation, et la dernière colonne en présente la valeur médiane.

FIGURE 5.10 –  Variabilité des valeurs des paramètres obtenues par paramétrage sur les 13 périodes de calibration. L'animation PDF permet de parcourir cette variabilité pour chaque modèle.

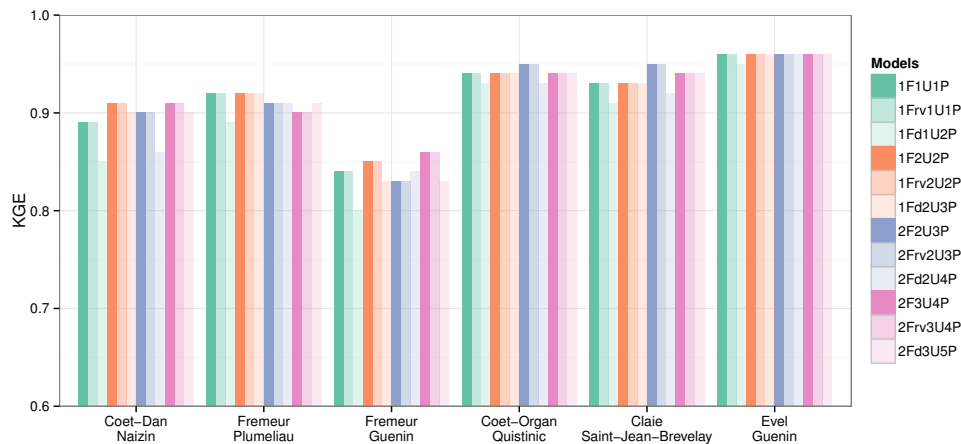
5.3.2 Comparaison d'efficacité

5.3.2.1 Simulations pluriannuelles

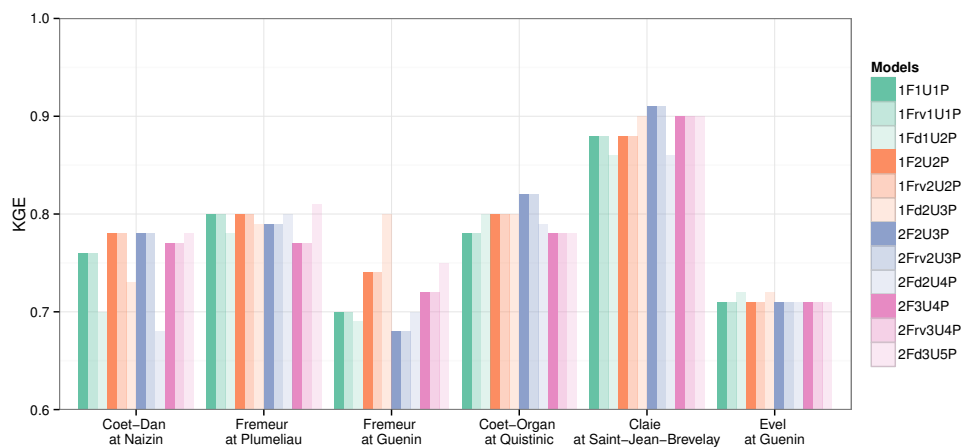
L'ajustement des simulations illustré par la figure 5.11 montre des résultats de simulations acceptables durant la période de calibration d'après le critère KGE. Ainsi, il est montré qu'une fonction de transfert assez simple peut permettre d'obtenir des qualités de simulations satisfaisantes. Les meilleurs résultats, avec une valeur de KGE toujours supérieure à 0.9, sont obtenus pour les trois plus grands bassins. Ce résultat illustre donc que la modélisation proposée semble mieux adaptée aux plus grands bassins, où on peut en effet supposer un effet important de la géomorphologie du bassin sur sa réponse hydrologique.

La figure 5.11 illustre également qu'une plus forte variabilité de l'ajustement est observée entre les bassins et non entre les modèles. Ce résultat est particulièrement visible durant la période de validation où la Claise à Saint-Jean-Brévelay montre des ajustements proches

de ceux obtenus durant la calibration tandis que les autres bassins présentent une chute du critère KGE important.



(a) Période de calibration



(b) Période de validation

FIGURE 5.11 – Qualités d’ajustement des simulations évaluées par le critère KGE durant la période de calibration (du 01/10/2006 au 01/10/2010) et la période de validation (du 01/10/2010 au 01/10/2012).

De même, au-delà de la structure du modèle, la prise en compte d’une dispersion géomorphologique au sein de la fonction de transfert ne permet pas une amélioration des simulations durant la période des quatre années de calibration. Durant la période de validation cependant, les fonctions de transfert considérant une dispersion géomorphologique semblent affecter sensiblement la qualité des simulations. Ainsi, considérer une dispersion géomorphologique aboutit généralement à de meilleures performances de simulation sur les fonctions de transfert qui distinguent une vitesse de versant et une vitesse de réseau. Considérer une dispersion

n'a cependant pas le même effet selon les bassins. On observe par exemple un effet positif de la dispersion pour le bassin du Frémeur à Guénin et un effet généralement négatif pour le bassin du Coët-Dan à Naizin.

La seconde hypothèse d'amélioration testée au sein de la modélisation, à savoir considérer la variabilité spatio-temporelle de la pluie, n'améliore pas les simulations. En effet, quasiment aucune différence n'est observée (figure 5.11) au regard du critère KGE entre un modèle considérant la variabilité de la pluie (1Frv1U1P, 1Frv2U2P, 2Frv2U3P, 2Frv3U4P) et ce même modèle utilisant une pluie nette moyenne (1F1U1P, 1F2U2P, 2F2U3P, 2F3U4P). Ce résultat rappelle les conclusions de Bourqui (2008) qui montre que le gain de la prise en compte de la variabilité de la pluie s'est généralement révélé limité sur un échantillon de 200 bassins français. Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour expliquer cette absence d'effet.

Tout d'abord, la durée sur laquelle les simulations sont effectuées affecte la visibilité d'un éventuel effet sur la simulation. En effet, la méthode utilisée a montré un effet positif sur des simulations événementielles en améliorant principalement le phasage temporel et la forme de l'hydrogramme de crue simulé (Cudennec et al., 2005; Chargui et al., 2009). Cependant, à l'échelle pluriannuelle cet effet est noyé par un critère d'ajustement qui qualifie avant tout l'allure globale de la simulation. De plus, la correction de l'allure de chaque crue est directement limitée par le fait que toutes vitesses soient imposées constantes tout au long de la simulation. Cette hypothèse simplificatrice impacte la carte des isochrones et par conséquent, limite également le potentiel de la matrice de variabilité qui se construit sur cette carte.

L'absence d'effet peut aussi s'expliquer par le fait que la mesure de pluie utilisée est identique à toutes les fonctions de transfert même à celles qui ne considèrent pas la variabilité spatio-temporelle de la pluie. Lorsque cette variabilité n'est pas prise en compte, les mesures de pluie sont moyennées spatialement sur le bassin, mais cette pluie moyenne constitue déjà une information de meilleure qualité qu'une estimation ponctuelle ne regardant pas du tout l'hétérogénéité spatiale du bassin.

Une autre explication peut être donnée par le fait que la variabilité de la pluie, sur cette région où s'applique un climat océanique, est relativement faible tout au long de l'année ou s'opère à une échelle spatiale plus large que celle des bassins. Notamment, cette variabilité de la pluie peut être sensiblement plus forte dans un climat semi-aride, contexte dans lequel la méthode a été développée (Cudennec et al., 2005; Chargui et al., 2009). De même, l'influence d'un relief peu marqué (cf. figure 1.3) empêche la formation de précipitations orographiques peu mobiles et plus fortement variables dans l'espace. Par conséquent, considérer une pluie nette homogène sur l'ensemble de ces bassins bretons peut paraître une hypothèse acceptable.

De plus, comme illustré par la figure 5.8, avec de fortes valeurs du paramètre r , les isochrones peuvent devenir trop étroites pour être réellement sensibles à une spatialisation de la pluie. En effet, l'information de pluie donnée à une résolution de 1 km² est alors distribuée sur une grande partie des isochrones, et non sur un nombre limité qui aurait eu un effet sur la simulation plus important. Par conséquent, au-delà de l'influence du climat, la sensibilité même des modèles à la variabilité de la pluie peut être vraisemblablement limitée.

Ainsi, pour l'ensemble des simulations pluriannuelles, assez peu de différences entre les fonctions de transfert sont observées. En plus de la figure 5.11 synthétisant toutes les simulations, la figure 5.12 illustre clairement cette idée : avec cet exemple de simulation on visualise

le fait que l'ensemble des modélisations conduit à des simulations très proches les unes des autres. Ce résultat s'explique par l'effet dominant de la structure du modèle hydrologique dans sa globalité et non plus simplement à travers sa composante "fonction de transfert" que l'on cherche ici à comparer. Notamment, comme l'illustrent les valeurs importantes du paramètre α_1 , le débit est avant tout simulé à travers la simple fonction du débit de base. Pour cette raison, et comme présentées dans la partie 5.2.4.2, d'autres simulations sur des périodes plus courtes de deux mois ont été effectuées afin de permettre à certaines hypothèses de modélisation d'être plus acceptables qu'à l'échelle pluriannuelle (valeurs constantes de t_w , α_1 et γ). De cette façon, l'objectif est de permettre une meilleure distinction des différentes fonctions de transfert.

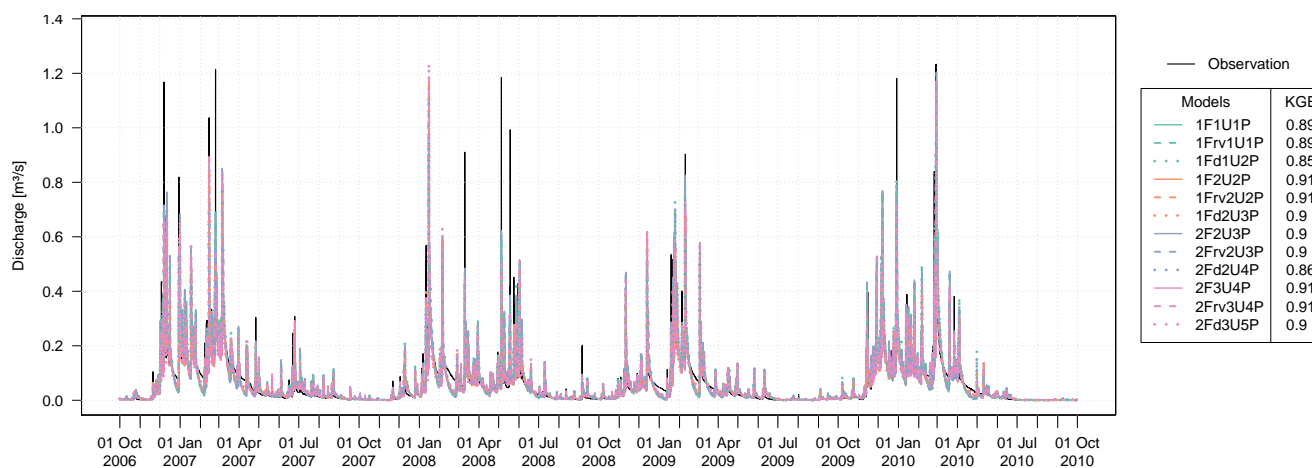


FIGURE 5.12 – Simulations d'hydrogramme sur Coët-Dan à Naizin du 01/10/2006 au 01/10/2010 à partir de différentes fonctions de transfert implémentées.

5.3.2.2 Simulations par périodes de deux mois

Les résultats des simulations sur des périodes de deux mois, présentés par la figure 5.13, montrent que de meilleures performances sont obtenues durant la saison humide novembre-décembre en comparaison de la période mai-juin. Ceci se vérifie particulièrement sur les deux petits bassins du Frémur (Frémur à Guénin et Frémur à Pluméliau).

Même si les performances des différents modèles semblent relativement proches, la fonction de transfert 1F2U2P se distingue assez souvent des autres fonctions de transfert avec des performances de simulations supérieures à toutes les autres. En effet, les autres fonctions de transfert montrent des performances inférieures ou équivalentes, mais emploient une structure plus complexe qui ne semble apporter aucun gain au regard du critère KGE. Ainsi, ce résultat tend à confirmer qu'une distinction de deux vitesses successives, à travers le versant et dans le réseau, est une première étape importante dans la construction de la fonction de transfert. Les étapes suivantes proposées ne semblent ensuite pas être des pistes pertinentes à suivre.

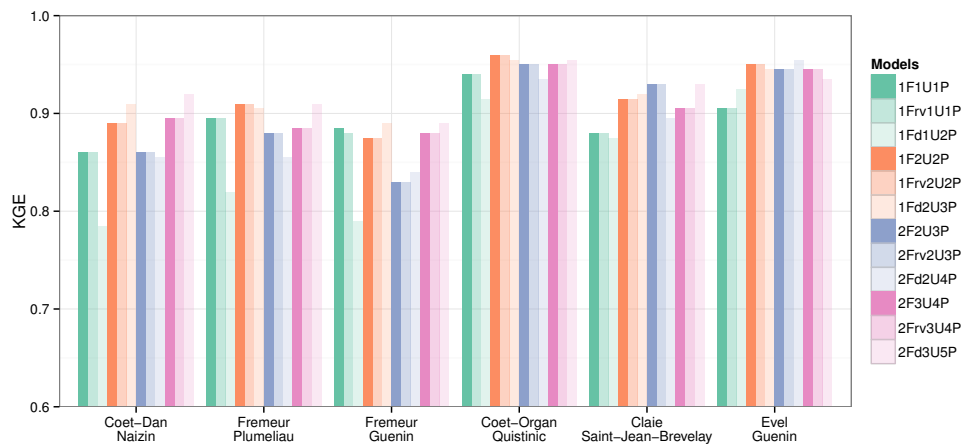
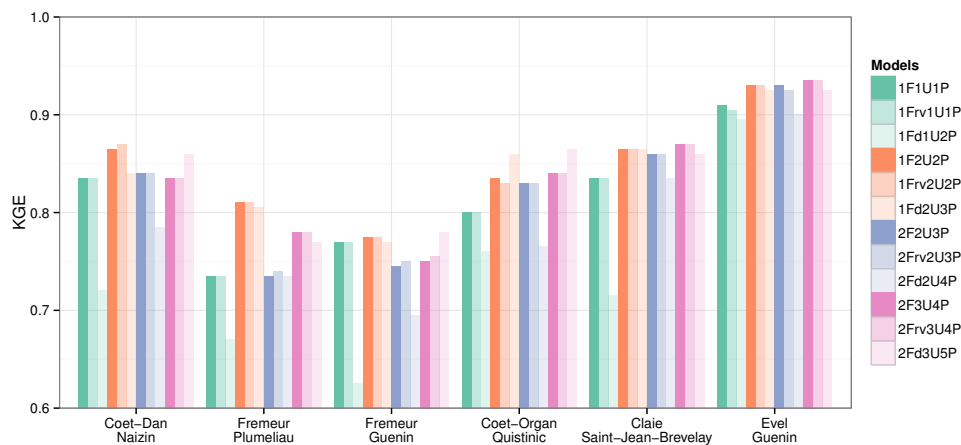
(a) *Simulations de novembre-décembre*(b) *Simulations de mai-juin*

FIGURE 5.13 – *Qualités d'ajustement des simulations évaluées par le critère KGE durant les périodes de simulation de 2 mois (novembre-décembre et janvier-février) entre 2006 et 2012.*

L'observation des hydrogrammes permet en effet de visualiser que cette distinction versant/réseau apporte des simulations réellement plus proches de l'observation, et ce même si l'amélioration au regard du critère KGE semble relativement faible. Comme présenté dans le tableau 5.3, la fonction de débit de base est amenée à contribuer de manière plus importante ($\alpha_1 = 90\%$) au sein du modèle utilisant la fonction de transfert 1F1U1P, afin de reproduire au mieux la forme globale de l'hydrogramme. Par opposition, le modèle utilisant 1F2U2P utilise plus sa fonction de transfert ($\alpha_1 = 80\%$) pour chaque simulation d'hydrogramme et il en résulte une simulation plus proche de l'observation. De cette manière, le partage de la pluie entre la fonction de débit de base et la fonction de transfert semble mieux modélisé et chaque fonction semble être utilisée pour décrire ce pour quoi elle a été conçue. Ces analyses

sont illustrées par les figures 5.14 et 5.16 où il apparaît clairement que les deux fonctions de transfert ne distinguant pas une vitesse réseau et une vitesse versant sont toutes deux plus éloignées de l'observation. Notamment, la pente du débit de base simulée n'est pas aussi bien décrite que lorsque vitesse de versant et vitesse de réseau sont distinguées par la fonction de transfert. Même si cette pente n'est en réalité pas simulée par la fonction de transfert, elle traduit le fait que le modèle dans son ensemble décrit un fonctionnement plus proche du fonctionnement du bassin lui-même.

L'effet de la prise en compte de la variabilité de la pluie reste, tout comme pour les simulations pluriannuelles, négligeable au vu des simulations présentées et du critère KGE. La dispersion géomorphologique, quant à elle, permet parfois une amélioration des simulations. Or cette amélioration est généralement plutôt constatée sur les modèles séparant la vitesse au sein du réseau et la vitesse à travers le versant. Ainsi, de toutes les étapes d'amélioration testées, la dispersion géomorphologique semble constituer la deuxième étape la plus efficace pour l'amélioration de la fonction de transfert après celle d'une distinction versant/réseau de la vitesse d'écoulement. Cette conclusion peut être visualisée graphiquement sur les hydrogrammes simulés de la figure 5.16 où l'on constate que les modèles considérant à la fois une dispersion et une séparation de la vitesse versant/réseau sont les modèles qui fournissent les simulations les plus proches de l'observation. Similairement au paragraphe précédent, cette amélioration est surtout notable à travers la simulation du débit de base. En effet, la fonction débit de base est généralement moins mise à contribution ($\alpha_1 = 68\%$) et ne sert qu'à décrire au mieux le débit entre les événements qui sont eux modélisés par la fonction de transfert. Pour le bassin du Coët-Dan à Naizin, on constate que la fonction débit de base pourrait même être totalement retirée de la structure globale du modèle (α_1 proche de 0) impliquant qu'une simple fonction de transfert considérant une dispersion se suffit à elle-même pour décrire l'ensemble de la réaction du bassin. Dans ce cas, la structure du modèle dans son ensemble pourrait être amplement simplifiée.

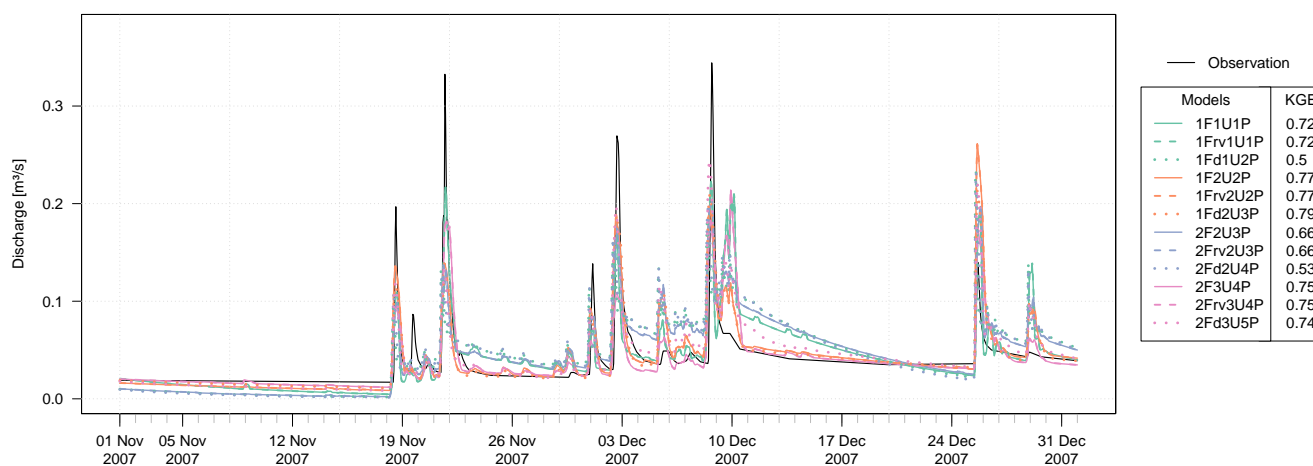


FIGURE 5.14 – Simulations d'hydrogramme sur le Frémeur à Pluméliau du 01/11/2007 au 01/01/2008 à partir de différentes fonctions de transfert implémentées.

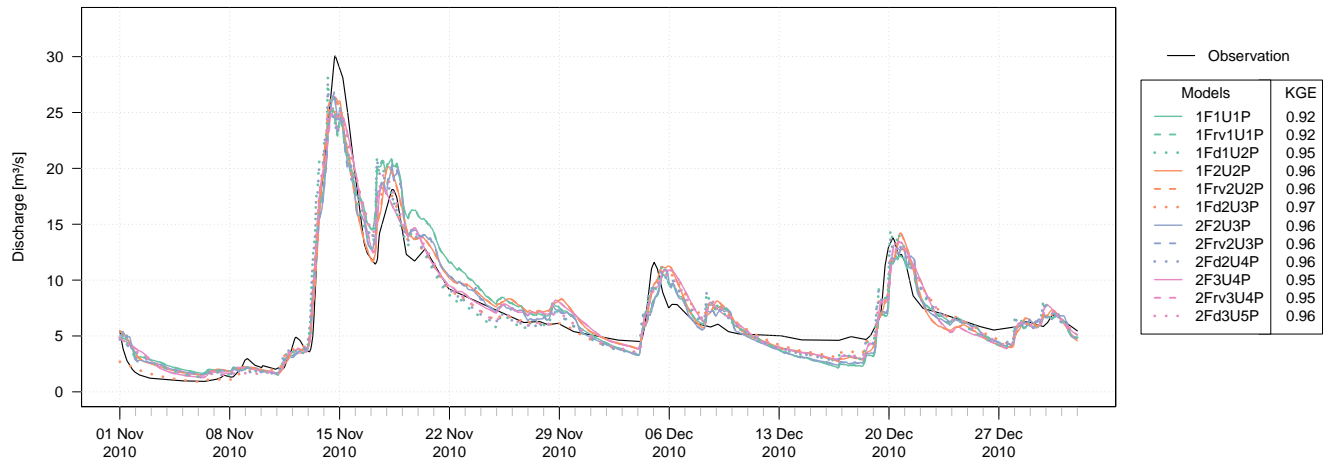


FIGURE 5.15 – Simulations d'hydrogramme sur l'Ével à Guénin du 01/11/2010 au 01/01/2011 à partir de différentes fonctions de transfert implémentées.

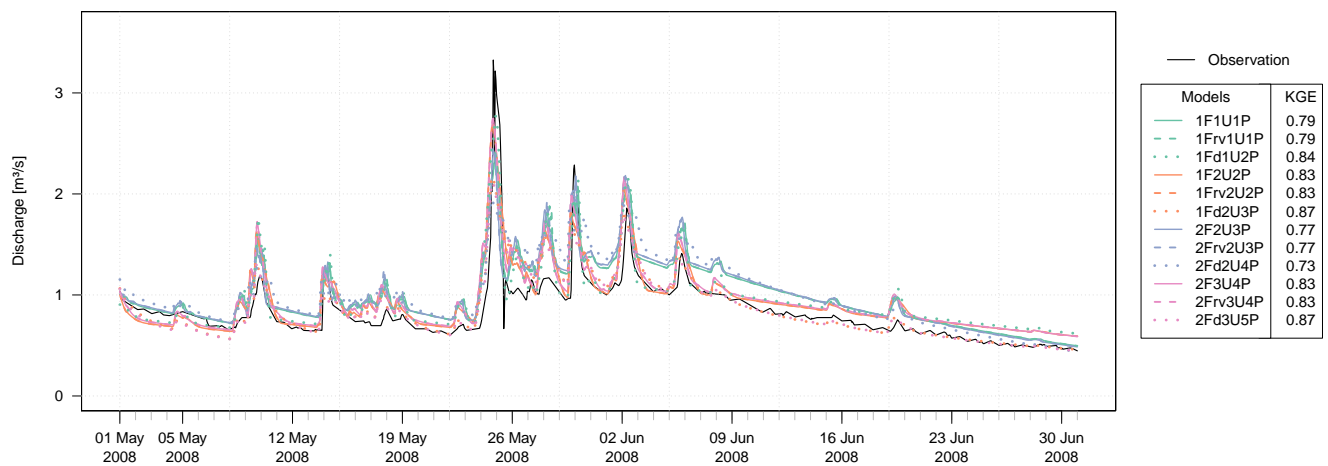


FIGURE 5.16 – Simulations d'hydrogramme sur Coët-Organ à Quistinic du 01/05/2008 au 01/07/2008 à partir de différentes fonctions de transfert implémentées.

5.3.3 Facilité de calibration

Afin d'évaluer la facilité de calibration de chaque modèle, le nombre moyen d'itérations nécessaire pour atteindre la valeur optimale du critère KGE dans l'espace des paramètres a été regardé et est présenté dans la figure 5.17. On constate, que les calibrations ont nécessité en moyenne entre 100 et 200 itérations (de 40 particules), mais qu'une complexité plus importante de la structure de la fonction de transfert n'est pas nécessairement liée à un nombre plus important d'itérations. Seules les fonctions de transfert considérant une dispersion montrent le besoin d'un nombre d'itérations plus important, illustrant par conséquent une certaine difficulté à estimer la dispersion de chaque bassin.

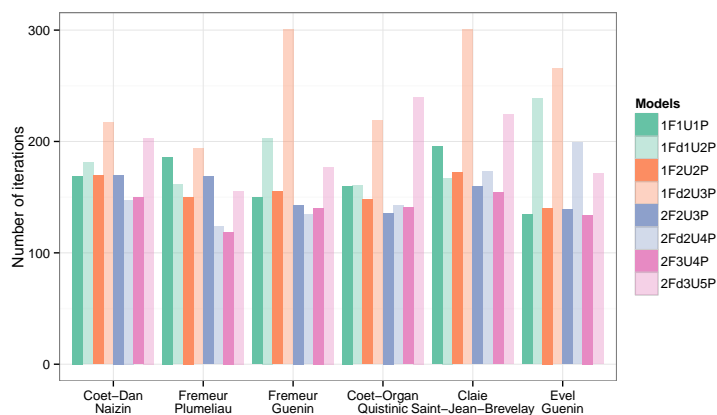


FIGURE 5.17 – Nombre d’itérations nécessaires pour la calibration de chaque modèle sur chaque bassin en moyenne sur les 13 périodes de calibration.

5.3.4 Classification ascendante hiérarchique

Les parties précédentes ont principalement présenté et analysé les modélisations à travers des médianes de qualité de simulation, synthèse de l’ensemble des périodes simulées. On propose ici de regarder séparément chaque simulation. Afin d’en faciliter la lecture et l’analyse, l’outil graphique utilisé est une heatmap (carte de chaleur) qui combine à la fois une visualisation graphique en 2D et une classification ascendante hiérarchique décrite par un dendrogramme. Cette représentation graphique se base sur un dégradé de couleur par ligne (ou par colonne) décrivant une variable (ici KGE) et permettant de comparer facilement et de manière relative chaque colonne (ou chaque ligne). Plus de détails sur les heatmaps et leur construction sont donnés dans la partie 7.2.2. La classification ascendante hiérarchique a, quant à elle, pour but de regrouper les individus (chaque ligne ou chaque colonne, soit deux classifications possibles) selon leur similarité. Cette similarité est étudiée au regard d’un vecteur de description (une ligne est décrite par ses colonnes, et inversement une colonne est décrite par ses lignes). Plus de détails sur les méthodes permettant d’étudier ces similarités et d’en déduire un regroupement sont donnés dans la partie 7.2.1.

Les heatmaps de la figure 5.18 synthétisent les qualités d’ajustement de chacune des périodes de simulation en moyenne sur les six bassins. La heatmap 5.18a met en avant le fait que les modèles qui distinguent une vitesse de versant et une vitesse de réseau sont les plus performants. Comme illustré par les dendrogrammes aux bords de la figure, tous ces modèles sont regroupés et s’opposent à ceux qui ne distinguent pas ces deux vitesses. Ils s’opposent même aux modèles qui décrivent deux dynamiques mais sans distinction versant/réseau (2F2U2P). L’intérêt de l’articulation versant/réseau est donc ici confirmé à travers un comportement des modèles réellement différent.

Les embranchements suivants dans la classification ascendante hiérarchique sont les embranchements liés à la structure de la fonction de transfert. Ainsi, la structure la plus complexe 2F3U4P est séparée de la structure 1F2U2P plus simple mais également la plus performante sur un plus grand nombre de périodes. On confirme ainsi que ce niveau de complexité de structure ne semble pas justifié.

Les embranchements suivants se font sur la prise en compte, ou non, d'une dispersion. On constate que ces modèles prenant en compte la dispersion sont les plus performants sur un nombre supérieur de périodes de simulation. On confirme donc ici l'intérêt de prendre en considération la dispersion, une fois la distinction versant/réseau imposée et une fois la structure de la fonction de transfert définie.

La prise en compte de la variabilité de la pluie constitue le dernier embranchement de la classification ascendante hiérarchique. On constate que les qualités de simulation sont en effet extrêmement semblables, c'est pourquoi, on confirme ici le faible intérêt à considérer cette variabilité spatiale. Plusieurs raisons à ce résultat ont précédemment été formulées (cf. partie 5.3.2.1).

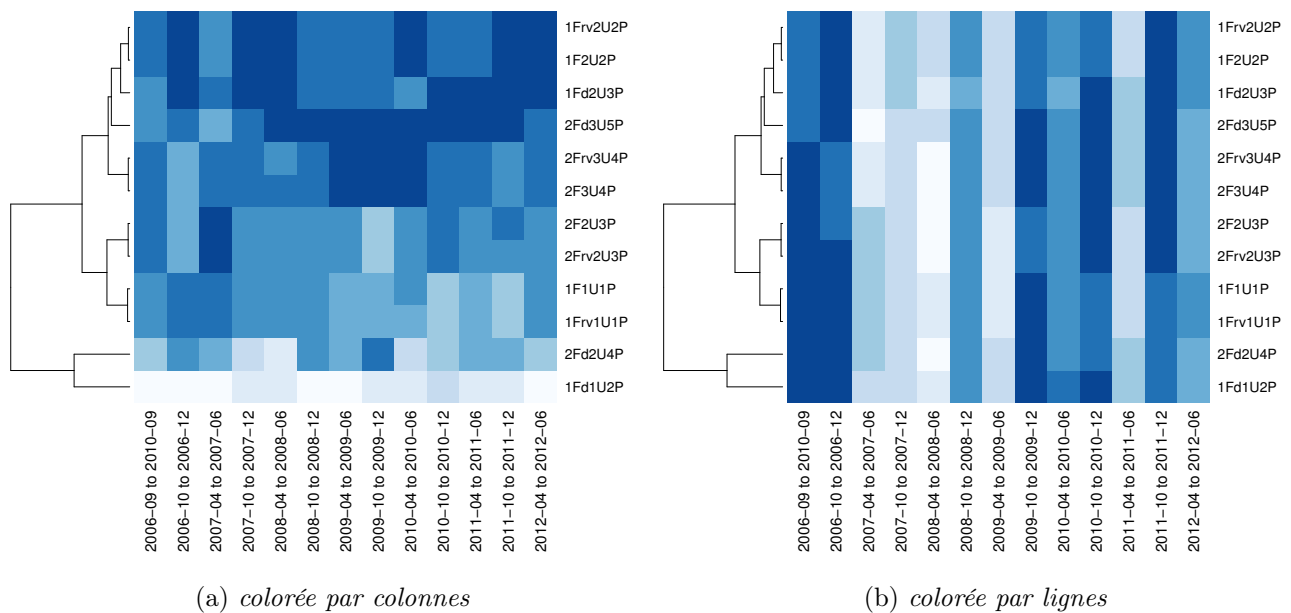


FIGURE 5.18 – Heatmaps des qualités de simulation de chaque modèle en fonction des périodes de simulations, en moyenne sur les 6 bassins modélisés. La sous-figure 5.18a compare les modèles entre eux, tandis que la sous-figure 5.18b compare les périodes de simulations entre elles. Une couleur claire indique une valeur du critère KGE relativement faible. Une couleur foncée indique une valeur du critère KGE relativement forte.

La heatmap 5.18b compare, non plus les modèles entre eux, mais les périodes de simulation entre elles. D'après le dégradé de couleurs, on repère de manière évidente que la qualité des simulations est principalement dépendante de la période simulée. En effet, pour une période de simulation donnée, tous les modèles se comportent de manière très similaire. Tout comme précédemment, on peut interpréter ce résultat par le fait que la structure du modèle hydrologique dans son ensemble, et notamment la fonction débit de base, est identique à tous les modèles. Les différentes variantes proposées pour la fonction de transfert ne jouent

au final qu'un rôle mineur. Cependant, il faut rappeler que ce travail n'a pas pour objectif de construire un modèle hydrologique dans son ensemble, mais simplement de travailler sur sa composante fonction de transfert. Et même si le rôle de ces variantes au sein du modèle global est mineur, une comparaison efficace peut être effectuée comme l'a montré la description de la figure 5.18a précédente.

Les heatmaps de la figure 5.19 font la synthèse des qualités d'ajustement de chaque modèle en fonction des six différents bassins en moyenne sur toutes les périodes simulées. Même si la description de chaque modèle est différente de la figure 5.18 puisque la performance de ces derniers n'est plus comparée entre périodes de simulation, mais entre bassins, les conclusions sont identiques. En effet, le dendrogramme ainsi produit est très identique à la figure 5.18 précédente. Ainsi, les modèles sont classés successivement par 1) distinction versant/réseau, 2) simplicité de structure (1 ou 2 fonctions largeur), 3) prise en compte d'une dispersion et enfin 4) prise en compte d'une variabilité spatio-temporelle de la pluie.

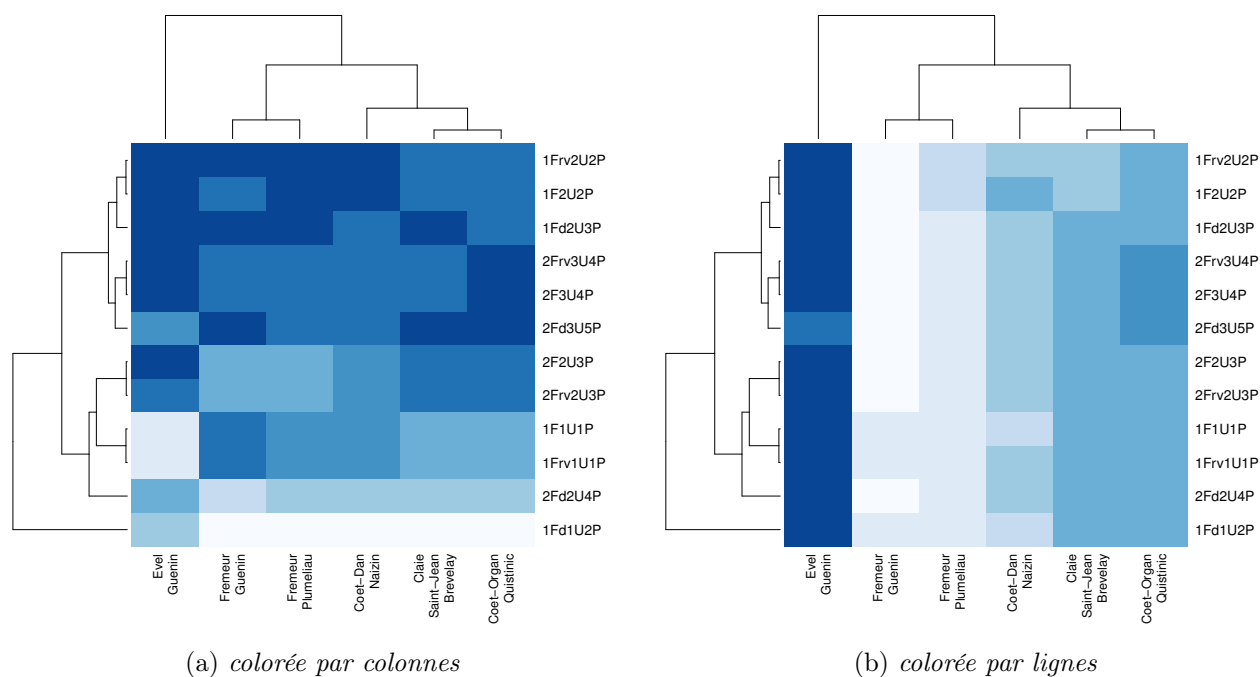


FIGURE 5.19 – Heatmaps des qualités de simulation de chaque modèle en fonction des 6 bassins modélisés, en moyenne sur les périodes de simulations de 2 mois. La sous-figure 5.19a compare les modèles entre eux, tandis que la sous-figure 5.19b compare les bassins entre eux. Une couleur claire indique une valeur du critère KGE relativement faible. Une couleur foncée indique une valeur du critère KGE relativement forte.

Les fonctions de transfert basées sur 1F2U2P sont ainsi de nouveau mises en avant puisqu'il s'agit de la fonction de transfert montrant les meilleures performances de simulation sur le plus grand nombre de bassins. Seuls les bassins de la Claie à Saint-Jean-Brévelay et du Coët-Organ à Quistinic semblent bénéficier de la fonction de transfert la plus complexe

(2Fd3U5P). Par opposition, l'Ével à Guénin est le bassin sur lequel le plus grand nombre de modèles aboutissent à des performances similaires (même qualité de simulation sur 50 % des modèles mais toujours avec une préférence marquée pour ceux basés sur une articulation versant/réseau).

De plus, comme pressenti dans la partie 5.3.2.1, la heatmap 5.19b confirme que l'efficacité des simulations est fortement dépendante du bassin modélisé, et ce quel que soit le modèle considéré. Ainsi, le bassin de l'Ével à Guénin est clairement le bassin le mieux simulé quel que soit le modèle utilisé. La qualité des simulations semble en partie se relier à la taille du bassin puisque les meilleures performances sont obtenues sur les trois plus grands bassins. Cependant, comme l'illustre le dendrogramme de la partie supérieure, les qualités de simulation ne sont pas uniquement liées à la taille. Par exemple, le Frémur à Pluméliau (5.9 km²) montre des performances plus fortement similaires à celles de son bassin emboîté du Frémur à Guénin (15.1 km²) qu'à celles de son bassin voisin du Coët-Dan à Naizin (4.9 km²). Néanmoins, la simplicité du modèle hydrologique testé semble mieux acceptée avec les bassins de grandes tailles.

5.4 Conclusion

Sur la base d'une approche top-down (Klemeš, 1983; Sivapalan et al., 2003a) et à travers une modélisation flexible (Fenicia et al., 2008a, 2011; Kavetski & Fenicia, 2011; Clark et al., 2011), ce travail a cherché à améliorer pas à pas une des composantes d'un modèle hydrologique simple. Cette composante étudiée est la fonction de transfert à base géomorphologique qui décrit la réponse rapide du bassin. La visualisation des différences de performances de chaque fonction de transfert a cependant été limitée par les hypothèses simplificatrices faites dans la structure globale du modèle. Notamment, la fonction de production basée sur un simple coefficient de ruissellement, ou le partage constant de la pluie nette entre la fonction débit de base et la fonction de transfert, sont autant d'hypothèses simplificatrices qui ont montré avoir un effet plus important que l'amélioration même de la fonction de transfert.

Néanmoins, des qualités de simulation acceptables ont été obtenues sur l'ensemble des bassins malgré ces simplifications, permettant ainsi de juger de l'effet relatif des fonctions de transfert les unes par rapport aux autres. En outre, comparer les ajustements des simulations entre fonctions de transfert a été facilité grâce à l'utilisation de heatmaps qui ont permis, d'une part de comparer plus facilement les fonctions de transfert les unes par rapport aux autres, et d'autre part de donner un ordre d'importance à chaque hypothèse d'amélioration. Cet ordre est déduit des résultats d'une classification ascendante hiérarchique, elle-même basée sur l'observation des qualités de simulation de ces fonctions de transfert relativement au bassin simulé ou à la période de simulation.

Ainsi, de toutes les hypothèses d'amélioration testées au sein de ce cadre de modélisation, un classement des étapes de modélisation suivant leur ordre d'importance a pu être construit. Il est apparu important de 1) tout d'abord distinguer une vitesse à travers le versant d'une vitesse à travers le réseau, 2) garder une structure de fonction de transfert simple (pas de dynamiques parallèles des écoulements à travers plusieurs fonctions largeur), 3) considérer une dispersion géomorphologique, 4) considérer une variabilité spatio-temporelle de la pluie. En effet, toute fonction de transfert construite sur une articulation versant/réseau est clairement

identifiée comme apportant une amélioration. Ce constat est vérifié à travers le critère KGE et à travers une évaluation graphique des simulations. Cette analyse graphique aura notamment montré que l'amélioration des fonctions de transfert ne permet pas seulement une meilleure estimation des crues, mais également une modélisation du débit hors crue plus précise grâce à une articulation avec la fonction débit de base plus efficace. Ainsi, elle permet d'améliorer la qualité globale de la simulation, chaque fonction remplissant le rôle pour lequel elle a été construite. Une fois les fonctionnements de versant et du réseau modélisés séparément, considérer une dispersion géomorphologique aura permis de renforcer encore la qualité de simulation, mais aussi de donner un rôle plus important à la fonction de transfert démontrant une plus forte capacité explicative de l'hydrogramme observé. Enfin, les fonctions de transfert se sont montrées très peu sensibles à la variabilité spatio-temporelle de la pluie. Aucun effet significatif n'a été observé, interdisant toute discrimination des fonctions de transfert basée sur ce critère.

Au final, ce travail aura permis de mettre à l'épreuve quelques hypothèses d'amélioration de la fonction de transfert d'un modèle hydrologique. Même si de nombreuses autres hypothèses d'amélioration pourraient être proposées, ce travail s'est attaché à ordonner et argumenter chaque niveau de complexité supplémentaire dans la modélisation. Cependant, les conclusions sur la succession de ces étapes doivent être relativisées car elles ont été établies dans le contexte bien spécifique de la région dans laquelle les six bassins étudiés sont implantés. Notamment, l'influence du climat océanique combinée à un relief peu marqué peuvent être en partie responsables du faible gain à considérer la variabilité de la pluie. Néanmoins, dans ce contexte breton, la connaissance des étapes de modélisation à suivre ainsi que l'intérêt de chacune d'elle, constitue une information précieuse pour qui veut construire un modèle hydrologique simple, mais suffisamment performant pour l'objectif visé. Ces questions sont notamment essentielles à la modélisation des bassins versants non jaugés où un nombre de paramètres limité est recherché.

Inversion d'un modèle versant-réseau et transposition d'hydrogramme

Sommaire

6.1 Révision de l'approche d'inversion	110
6.1.1 Pourquoi redéfinir l'inversion ?	110
6.1.2 Principe de l'inversion revisitée	112
6.1.3 Mise en application de l'inversion revisitée	114
6.2 Nouvelle stratégie de calibration de l'inversion	117
6.2.1 Visualisation graphique	117
6.2.2 Stratégie de calibration	119
6.2.3 Analyse de sensibilité de l'inversion	119
6.2.3.1 Présentation de la méthode utilisée	119
6.2.3.2 Mise en application de l'analyse de sensibilité	121
6.2.3.3 Résultats de l'analyse de sensibilité	121
6.3 Prise en compte du versant	126
6.3.1 Couple de bassins testés	126
6.3.2 Résultats de calibration	127
6.3.3 Résultats de simulations	129
6.4 Prise en compte de la variabilité de la pluie	133
6.4.1 Variabilité intra-bassins	133
6.4.1.1 Matrice de variabilité et inversion	133
6.4.1.2 Résultats de simulations	135
6.4.2 Variabilité inter-bassins	137
6.4.2.1 Méthode de correction de la pluie nette transposée	137
6.4.2.2 Résultats de simulations	139
6.5 Conclusion	144

6.1 Révision de l'approche d'inversion

6.1.1 Pourquoi redéfinir l'inversion ?

L'approche développée et mise en application dans le chapitre 3 consiste à estimer par inversion la pluie nette en pied de versant du bassin source fournie en moyenne au réseau hydrographique (figure 3.3). La transposition de la pluie nette ainsi estimée est cependant limitée par deux hypothèses fortes que sont : l'hypothèse d'homogénéité de la pluie et l'hypothèse d'homogénéité de fonctionnement des versants entre le bassin cible et le bassin source. En effet, l'analyse des erreurs de simulation du chapitre 3 aura permis d'explicitier le fait que le bassin source et le bassin cible peuvent, d'une part, ne pas avoir reçu la même pluie, et d'autre part, réagir différemment à cette même pluie. Suivant les couples de bassins, ce fait est plus ou moins constaté, et la transposition d'hydrogramme aboutit parfois à une sur- ou une sous-estimation du débit observé.

Le chapitre 3 souligne donc la nécessité de corriger la pluie nette d'un bassin source en fonction du bassin cible afin d'améliorer la transposition. Cependant, la pluie nette ainsi estimée est agrégatrice de l'ensemble des effets de versant. Corriger chacun de ces effets sans modéliser le versant lui-même rend alors difficile toute question relative à la correction de cette pluie nette. Suivant l'effet que l'on cherche à corriger, plusieurs points posent ainsi question.

1^{ère} difficulté : Variabilité spatiale de la pluie

Un des enjeux identifiés suite au chapitre 3 est de considérer la variabilité spatio-temporelle de la pluie au sein d'une transposition d'hydrogramme entre un bassin source et un bassin cible. Il est apparu important de considérer le fait que ces deux bassins peuvent ne pas avoir reçu le même cumul de pluie (variabilité inter-bassin), ni la même configuration spatiale d'événement (variabilité intra-bassin). Comment corriger la pluie nette lors de la transposition pour tenir compte de cet effet ?

La question de la variabilité de la pluie au sein même d'un bassin a pourtant déjà été posée et traitée dans le sens direct au cours du chapitre 5 et en reprenant les travaux de Cudennec et al. (2005). L'approche actuelle d'inversion peut-elle intégrer cette variabilité de la même manière ? La réponse avancée dans ce chapitre est non, parce que la représentation physique de la pluie nette est différente dans le chapitre 5 de celle du chapitre 3.

En effet, dès la partie 2.3.5, la pluie nette a été définie comme la lame d'eau en entrée de la fonction de transfert. Or, cette fonction de transfert décrit uniquement le parcours au sein du réseau dans le chapitre 3, tandis que les travaux de Cudennec et al. (2005) ainsi que ceux du chapitre 5 utilisent une fonction de transfert représentant l'ensemble du parcours de l'eau, de son impact sur le versant jusqu'à l'exutoire. Pour ce faire, Cudennec et al. (2005) basent leur modélisation uniquement sur une modélisation du réseau hydrographique mais cette simplification est justifiée en première approche, et en milieu tunisien semi-aride où le ruissellement hortonien est dominant et rapide. Or, cette simplification doit être ré-examinée dans notre contexte breton, comme le montre le chapitre 5 avec l'importance d'une distinction des vitesses à travers le versant et à travers le réseau. Par conséquent, les chroniques de pluie nette sont tout à fait différentes : le chapitre 3 définit la pluie nette comme la lame d'eau en

ped de versant, tandis que les travaux de Cudennec et al. (2005) et le chapitre 5 définissent la pluie nette comme la lame d'eau en entrée de versant.

La difficulté à répondre à ces questions provient du caractère agrégateur de la pluie nette en pied de versant. En effet, cette pluie nette obtenue par inversion agrège l'ensemble des partages et des temps de parcours de l'eau entre son impact sur le versant et son arrivée dans le réseau en pied de versant. Ces temps de parcours peuvent être plus ou moins longs et il apparaît impossible de les distinguer. Comment alors identifier l'effet d'une pluie, en particulier, lorsque l'histoire de cette eau événementielle est mélangée à l'histoire des pluies précédentes ?

Il y a en effet dans le chapitre 3 un vide (volontaire) de modélisation entre le signal de pluie brute, dont on peut caractériser la variabilité spatio-temporelle météorologique, et la modélisation des transferts d'écoulement au sein du réseau. Ce vide correspond à la modélisation du fonctionnement des versants ou du versant type du bassin versant.

Or le signal de pluie brute et le signal de pluie nette en pied de versant sont très différents. Le versant étale fortement la proportion de la pluie, destinée à atteindre le réseau, dans le temps au point que le versant contribue toujours à l'alimentation en eau du cours d'eau plusieurs semaines après la pluie. Sans complètement comprendre ce qui lie le signal de pluie nette de versant au signal de pluie brute, il apparaît impossible de corriger la pluie nette à transposer, et ce même si la variabilité spatiale de la pluie brute est connue.

2^{ème} difficulté : Temps de parcours à travers le versant

En transposant la pluie nette vers un second bassin, l'approche du chapitre 3 fait l'hypothèse implicite d'une homogénéité du comportement hydrologique des versants entre le bassin source et le bassin cible. Cette hypothèse est cependant discutable. En effet, il est généralement admis que la réponse hydrologique d'un bassin est fortement influencée par les processus de versant, même si cet effet tend à diminuer au profit de ceux imposés par le réseau lorsque la taille du bassin augmente (Robinson et al., 1995; Rinaldo et al., 1995; Woods & Sivapalan, 1999; Botter & Rinaldo, 2003; D'Odorico & Rigon, 2003). On peut alors se poser la question de l'intérêt d'inverser une fonction de transfert de réseau si son rôle est négligeable en termes de temps de parcours. Au contraire, on pourrait chercher à capter ce qui fait la singularité de la réponse hydrologique de chaque bassin. Ainsi, l'inversion permettrait d'obtenir une pluie nette standardisée, dans le sens où elle aurait perdu sa spécificité due à l'unicité du bassin source, et ainsi faciliter sa transposition. Le bassin cible pourrait d'autant mieux par la suite rendre compte de sa réponse hydrologique qui lui est également propre.

Notamment, il peut s'avérer important de considérer l'hétérogénéité spatiale des vitesses d'écoulement sur le versant. D'autant que son estimation en contexte non jaugé peut être accessible (Grimaldi et al., 2010, 2012). En l'absence d'une modélisation de versant, l'approche d'origine est incapable de considérer cet effet.

3^{ème} difficulté : Production de pluie nette par le versant

Le chapitre 3 a pointé une des principales sources d'erreur du modèle qui est la mauvaise estimation du débit de base lors d'une transposition d'hydrogramme d'un bassin à un autre.

Comment est-il possible de corriger cette erreur ? De nouveau, cette question renvoie à celle de la prise en compte d'un historique de pluie qui peut être différent entre le bassin cible et le bassin source, mais aussi au versant lui-même, à son fonctionnement et à sa production plus ou moins importante de pluie nette à fournir au réseau. Ainsi les chroniques de pluie nette fournie par le versant au réseau peuvent être sensiblement différentes entre le bassin cible et le bassin source, par exemple dans le cas où l'interception et l'évaporation varient fortement dans l'espace. De nouveau, sans modélisation explicite du versant, la prise en compte de cet effet est difficile à considérer.

6.1.2 Principe de l'inversion revisitée

Pour répondre à ces questions, ou tout du moins rendre l'approche potentiellement capable d'y répondre, la solution proposée est la suivante : au lieu d'inverser uniquement la fonction de transfert du réseau hydrographique, on propose d'inverser la fonction qui simule les transferts au sein du réseau et également du versant. La figure 6.1 vient ici en appui à la compréhension des différences entre l'approche d'origine et celle qui est proposée dans ce chapitre.

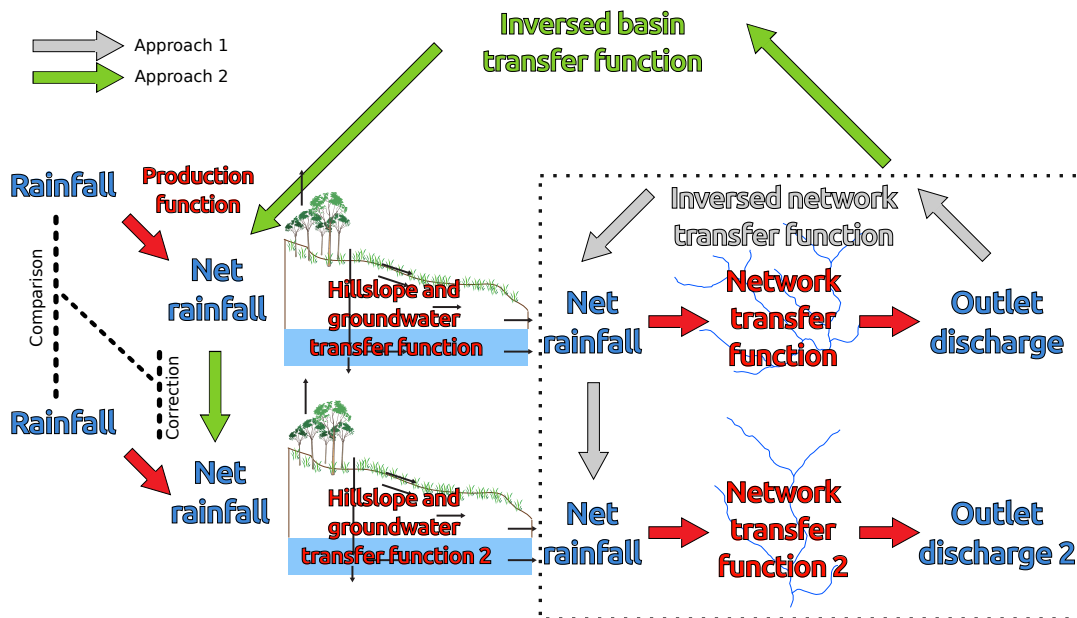


FIGURE 6.1 – Principe d'une nouvelle approche d'inversion (Approche 2, flèches vertes) en comparaison à l'approche d'origine (Approche 1, flèches grises).

1^{ère} étape : Estimation de la pluie nette par inversion

Pour les deux approches, le point de départ est toujours une mesure du débit à l'exutoire d'un bassin versant. Ensuite, les deux approches consistent à inverser un modèle préalablement construit afin d'accéder à ses données d'entrée à partir de ses données de sortie. Pour l'approche d'origine, où la modélisation se limite au transfert au sein du réseau hydrographique, on accède à la pluie nette fournie en pied de versant au réseau à partir des mesures à

l'exutoire. Dans l'approche proposée ici, la modélisation ne se limite plus au transfert dans le réseau, mais intègre également les transferts à travers le versant. Par conséquent, on accède à la pluie nette fournie au versant (et non plus fournie au réseau) à partir des mesures à l'exutoire.

Il est important de comprendre que la représentation physique de la pluie nette dans l'approche proposée ici est différente de l'approche d'origine (chapitre 3). Ici, la définition de la pluie nette est la pluie brute amortie par les processus de production de versant (interception, évaporation, stockage, etc.). Tandis que dans l'approche d'origine, la pluie nette correspond à cette pluie brute amortie à laquelle se succède le transfert du versant qui, entre autres, étale l'écoulement et donc le signal dans le temps sur des durées plus ou moins longues de par la diversité des chemins possibles jusqu'au réseau hydrographique.

Ainsi, on perçoit que l'ambition de l'approche proposée ici est plus grande puisqu'elle cherche, par inversion, à remonter plus loin dans l'histoire de l'eau qui a pu être observée à l'exutoire du bassin. C'est ce qu'illustre la figure 6.1 à partir de flèches qui remontent à l'amont du versant (approche proposée ici) ou en pied de versant (approche d'origine).

2^{ème} étape : Correction de la pluie nette

Dans le cas de l'approche d'origine (chapitre 3), la pluie nette estimée par inversion est directement transposée sans correction. En effet, les difficultés à corriger cette pluie nette ont été explicitées dans la partie 6.1.1 précédente. Celle-ci est ensuite convoluée en utilisant la propre fonction de transfert du bassin cible.

Dans le cas de l'approche revisitée, la pluie nette estimée a l'avantage d'être facilement comparable au signal de pluie brute. Ainsi, par connaissance de la variabilité spatio-temporelle de la pluie brute sur le bassin source, il apparaît possible de considérer l'effet de la variabilité spatio-temporelle de la pluie nette sur ce bassin afin d'améliorer son estimation. Plus de détails sur la méthode utilisée pour prendre en compte cette variabilité intra-bassin de la pluie sont donnés dans la partie 6.4.1 qui suit. De plus, par comparaison de la pluie brute entre le bassin cible et le bassin source, il apparaît possible de corriger cette pluie nette avant de la transposer au bassin cible. Plus de détails sur la méthode utilisée pour prendre en compte cette variabilité inter-bassins de la pluie sont donnés dans la partie 6.4.2 qui suit. On répond ainsi aux questions de la prise en compte de la variabilité de la pluie soulevée dans la partie 6.1.1 précédente.

Le travail présenté dans ce chapitre ne s'intéresse qu'à la prise en compte de la variabilité de la pluie et considère toujours une production de pluie nette homogène entre le bassin cible et le bassin source. En effet, de la même manière que la pluie nette est corrigée en fonction de la connaissance de la pluie brute, celle-ci pourrait être corrigée en fonction de la connaissance de la production de pluie nette (connaissance relative du bassin cible par rapport au bassin source). Cependant, si la connaissance de la pluie brute est facilement accessible pour tous les bassins, la connaissance de la production de pluie nette est quant à elle plus difficile à estimer pour tous les bassins. Ce travail constituerait une seconde étape importante à considérer dans le cas où la prise en compte seule de l'hétérogénéité de la pluie ne suffirait pas.

3^{ème} étape : Transposition de la pluie nette

Une fois cette pluie nette potentiellement corrigée par connaissance des hyétogrammes, elle peut être transposée vers le bassin cible où le modèle versant/réseau permettra de simuler le débit à son exutoire.

Alors que l'approche d'origine nécessitait une modélisation du réseau hydrographique propre au bassin cible, l'approche proposée ici nécessite une modélisation du versant en plus d'une modélisation du réseau. L'approche d'origine s'appuyait sur l'importance de considérer une vitesse d'écoulement au sein du réseau hydrographique différente entre le bassin cible et le bassin source. Par opposition, l'approche proposée ici insiste également sur l'importance de considérer une dynamique de versant différente entre le bassin cible et le bassin source à travers l'application d'un jeu de paramètres différent.

6.1.3 Mise en application de l'inversion revisitée

Choix d'une fonction de transfert versant/réseau

Afin de mettre en application l'approche proposée ici, un modèle hydrologique prenant en compte une modélisation du versant et du réseau est nécessaire. Les travaux du chapitre 5, dont l'objectif était de fournir une modélisation simple et adaptée des bassins versants d'étude, sont donc repris. Pour rappel, ces modèles combinent en parallèle une fonction de transfert à base géomorphologique pour décrire la réponse rapide du bassin et une fonction de transfert de forme exponentielle décroissante pour décrire la réponse lente du bassin. Entre les différents modèles testés, seule la fonction de transfert à base géomorphologique change. Ainsi, deux des modèles présentés dans le chapitre 5 sont utilisés ici. Ce sont les modèles précédemment nommés :

1F1U1P 1 fonction largeur (1F) à laquelle est appliquée 1 seule vitesse (1U) pour décrire la fonction de transfert du ruissellement rapide de l'ensemble du bassin.

1F2U2P 1 fonction largeur (1F) à laquelle est appliquée 2 vitesses (2U), sur le versant et dans le réseau hydrographique, pour décrire la fonction de transfert du ruissellement rapide de l'ensemble du bassin.

Le modèle 1F1U1P a été choisi afin de tester l'efficacité de la modélisation la plus simple du chapitre 5, suivant le concept de l'approche "top-down" (Klemeš, 1983; Sivapalan et al., 2003a) et la recherche d'un modèle à faible besoin de calibration. Le modèle 1F2U2P a été ajouté suite aux travaux du chapitre 5 qui ont mis en évidence les avantages d'une modélisation séparant dynamique du versant et dynamique du réseau hydrographique. À ces deux modèles s'ajouteront ensuite les modèles 1Frv1U1P et 1Frv2U2P, identiques aux deux précédents, mais considérant la variabilité spatio-temporelle de la pluie. Ce travail d'intégration de la variabilité de la pluie dans l'inversion sera présenté plus tard dans la partie 6.4.1.

Inversion des fonctions de transfert versant/réseau

Bien que ces modèles soient plus complexes qu'une simple modélisation du réseau hydrographique, leur inversion suit le même principe. En effet, la fonction décrivant le débit

de base, et celle décrivant le ruissellement rapide sont de la même façon construites suivant le concept d'hydrogramme unitaire. Par conséquent, leur représentation mathématique ainsi que les méthodes de calculs associées sont identiques à celles utilisées dans le chapitre 3. Notamment, la convolution de la pluie nette, permettant d'obtenir le débit à l'exutoire du bassin, se calcule de manière identique (équation 3.2), excepté le fait que la définition de la pluie nette utilisée est différente comme explicité dans les paragraphes précédents.

Cependant, de par la combinaison en parallèle de ces deux fonctions, deux solutions pour l'inversion apparaissent :

- les inversions séparées de la fonction de débit de base et de la fonction de ruissellement rapide, permettant d'accéder séparément à la pluie nette en entrée de chacune de ces fonctions,
- l'inversion unique d'une fonction de transfert combinant la fonction débit de base et la fonction ruissellement rapide, permettant d'accéder à une seule chronique de pluie nette ; pluie nette qui, dans le sens direct, est ensuite partagée entre ces deux fonctions par un coefficient α_1 .

Bien que la première approche ait été testée, seule la deuxième a été retenue pour être présentée dans ce chapitre (cf. Annexe A.6 pour plus de détails). Afin d'exprimer chacun des modèles à inverser dans un seul hydrogramme unitaire u , les fonctions de débit de base et de ruissellement rapide sont combinées en une à travers le paramètre α_1 de la manière suivante :

$$u(t) = \alpha_1 \cdot u_{slow}(t) + (1 - \alpha_1) \cdot u_{fast}(t) \quad (6.1)$$

- avec
- t : le temps ;
 - u : l'expression de l'hydrogramme unitaire décrivant l'ensemble des temps de parcours de l'eau à travers le bassin, versant et réseau confondu ;
 - α_1 : le coefficient de partage de la pluie nette entre la fonction débit de base et la fonction ruissellement rapide ;
 - u_{fast} : l'expression de l'hydrogramme unitaire de la fonction à base géomorphologique décrivant le ruissellement rapide du bassin versant ;
 - u_{slow} : l'expression de l'hydrogramme unitaire de la fonction exponentielle décroissante décrivant le débit de base du bassin versant.

Pour le bassin source, à savoir le bassin jaugé, la donnée de débit est disponible. Ainsi, le paramétrage de ces fonctions de transfert est possible. Ce travail de paramétrage a déjà été effectué lors du chapitre 5. Par conséquent, chaque jeu de paramètres obtenu pour chaque triplet "modèle/bassin/période de simulation" est repris dans ce chapitre (cf. tableau 5.3 et figure 5.10). Pour rappel, les périodes de simulations sont 12 périodes de deux mois (novembre-décembre et mai-juin) entre 2006 et 2012. Une fois l'hydrogramme unitaire du bassin source calibré, celui-ci est utilisé au sein de l'inversion en suivant l'équation 3.6 précédemment présentée :

$$R_n = R_n^{aprio} + C_{Rn}^{aprio} \cdot TF'^T \cdot (TF' \cdot C_{Rn}^{aprio} \cdot TF'^T + C_Q)^{-1} \cdot (Q - TF' \cdot R_n^{aprio})$$

- avec
- TF : l'expression matricielle de la fonction de transfert versant/réseau ;
 - R_n^{aprio} : l'information *a priori* sur R_n ;
 - Q : le débit mesuré à l'exutoire ;
 - C_{Rn}^{aprio} : la matrice de covariance du vecteur R_n^{aprio} ;
 - C_Q : la matrice de covariance du vecteur Q ;
 - exposant T : la notation d'une matrice transposée.

Cependant, comme la pluie nette recherchée ici est la pluie nette fournie au versant, et non plus la pluie nette fournie au réseau hydrographique comme dans le chapitre 3, l'information *a priori* de cette pluie doit changer. Ainsi, l'information *a priori* utilisée est celle qui provient de la fonction de production précédemment construite et décrite dans le chapitre 5, à savoir :

$$R_n^{aprio}(t) = R(t) \cdot \frac{\int_{t-t_w}^{t+t_w} Q(t)}{\int_{t-t_w}^{t+t_w} R(t)} \quad (6.2)$$

avec

R_n^{aprio}	:	l'information <i>a priori</i> de la pluie nette ;
t	:	le pas de temps ;
R	:	la pluie brute moyenne sur le bassin ;
Q	:	le débit mesuré à l'exutoire ;
t_w	:	paramètre définissant la durée sur laquelle est calculé le coefficient de ruissellement.

Calibration des fonctions de transfert

Une fois la pluie nette estimée par inversion, celle-ci peut être transposée vers le bassin cible et reconvoluée en utilisant sa propre fonction de transfert. Le bassin cible est cependant supposé non-jaugé, ceci dans un but didactique puisque chaque bassin étudié est en réalité jaugé pour que les simulations puissent être comparées à une mesure. De même, une calibration de sa fonction de transfert par comparaison d'une simulation à la mesure est théoriquement impossible. Ainsi, et toujours dans un but didactique, deux transpositions sont à chaque fois effectuées. Pour chacune d'elle, la pluie nette obtenue par inversion avec le bassin source est transposée vers le bassin cible, mais sa convolution utilise :

- le propre jeu de paramètres de la fonction de transfert calibrée par la mesure disponible pour le bassin cible (cas idéal où suffisamment d'informations ont été apportées vers le bassin cible). Il s'agit du jeu de paramètres obtenu dans le chapitre 5.
- le jeu de paramètres de la fonction de transfert calibrée par la mesure disponible pour le bassin source (cas où aucune information n'est disponible pour le bassin cible). Il s'agit d'une transposition des paramètres du bassin source au bassin cible.

Comparaison à l'approche d'origine

Afin d'étudier l'apport de la méthodologie proposée ici à celle d'origine (chapitre 3), les résultats des deux approches seront présentés par la suite en respectant la même stratégie de calibration de l'inversion (partie 6.2) et les mêmes périodes de simulation.

De plus, afin de faciliter la comparaison aux autres modèles (1F1U1P et 1F2U2P), un nom est donné à l'approche d'origine : puisque basée uniquement sur le développement d'une fonction de transfert du réseau hydrographique sera par la suite nommé "TF-network".

La calibration de cette fonction de transfert du réseau hydrographique suit celle qui est utilisée dans le chapitre 3 (équation 3.1) sur les simulations annuelles à savoir une estimation de la vitesse au sein du réseau hydrographique u_c de la manière suivante :

$$u_c = \frac{\overline{x_c}}{t_p}$$

avec $\overline{x_c}$: la distance moyenne parcourue au sein du réseau hydrographique ;
 t_p : la médiane de l'ensemble des temps de montée estimés dans le chapitre 4.

L'estimation de cette vitesse pour le bassin non jaugé renvoie aux conclusions du chapitre 4, c'est pourquoi la vitesse médiane de l'ensemble des événements est utilisée et non plus la vitesse moyenne comme dans le chapitre 3. Cependant, afin d'être comparable ici aux modèles 1F1U1P et 1F2U2P, la même stratégie a été suivie pour la calibration de la fonction de transfert du bassin cible, à savoir deux estimations différentes :

- le paramètre u_c pour le bassin cible est estimé suivant l'équation 3.1 (cas où une vitesse a pu être estimée pour le bassin non jaugé, par exemple en suivant les propositions du chapitre 4).
- le paramètre u_c est simplement transposé du bassin source au bassin cible (cas où aucune information n'est apportée pour corriger son estimation).

Une troisième configuration de paramétrage du bassin non jaugé aurait été possible dans les transpositions effectuées à partir du modèle 1F2U2P, ce afin de parfaire la comparaison aux transpositions effectuées à partir de TF-network. Seul le paramètre u_c devrait varier entre le bassin cible et le bassin source. Tout comme dans l'approche d'origine, on testerait ainsi l'effet de l'hypothèse d'une homogénéité des versants entre ces deux bassins, tout en traitant indépendamment l'effet du réseau. Cependant, il a été choisi de ne pas séparer le paramètre u_c du reste du jeu de paramètres et de toujours garder un jeu de paramètres entier. La raison de cette approche suit les résultats de l'analyse bibliographique de la partie 2.2. Le problème soulevé ici tient à l'équifinalité du paramétrage, à la question du sens physique des paramètres ainsi qu'à la possibilité de pouvoir regarder les valeurs des paramètres indépendamment les unes des autres.

6.2 Nouvelle stratégie de calibration de l'inversion

6.2.1 Visualisation graphique

Tout comme dans le chapitre 3, les six paramètres (Ad , Ap , Tp , Bd , Bp , Dd) de l'inversion doivent être évalués. La figure 6.2 présente de manière visuelle sous forme d'animation l'effet de chacun des paramètres sur l'estimation de la pluie nette d'un côté et la reconvolution correspondante de l'autre.

On constate que pour les valeurs extrêmes des paramètres, l'inversion tend à créer une oscillation, que l'on remarque notamment à travers une forte chute de la pluie nette dans les heures précédant la crue. Lorsque cette oscillation est importante, elle donne une allure non naturelle à la chronique de pluie nette. Cependant, cette oscillation ne se répercute que très peu une fois la pluie nette convoluée. Bien au contraire, une oscillation prononcée permet le plus souvent d'obtenir les meilleures reconvolutions. C'est ici une des difficultés du paramétrage de l'inversion : la maximisation de la qualité d'ajustement de la reconvolution aboutit à une pluie nette estimée présentant de fortes variations qui ne semblent pas naturelles. Pour

cette raison, il a été choisi de ne pas limiter la calibration de l'inversion à la maximisation de la reconvolution, mais également à une minimisation des oscillations.

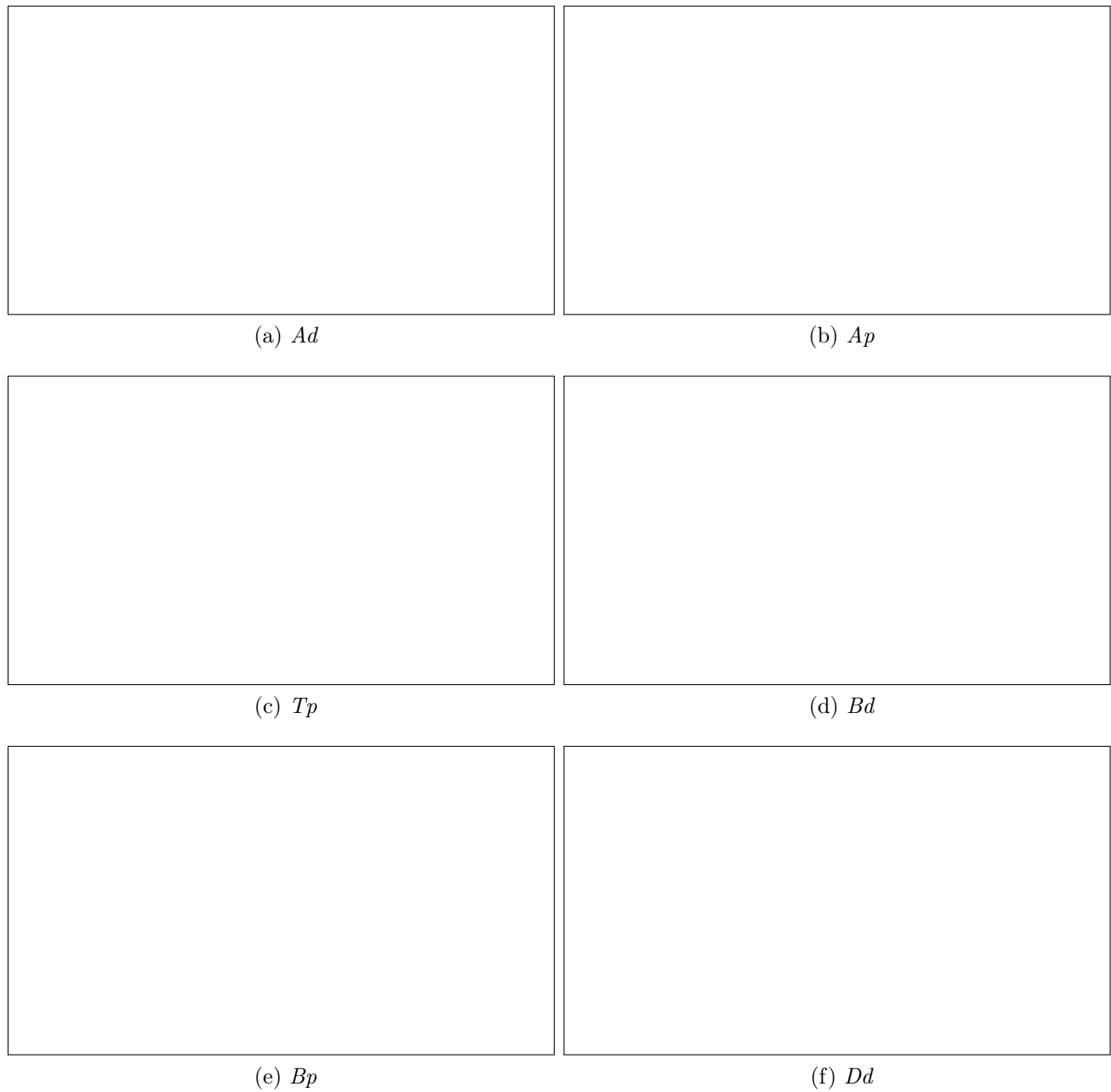


FIGURE 6.2 – \blacktriangleright Visualisation de l'effet de chacun des paramètres d'inversion sur la pluie nette estimée par inversion d'une fonction de transfert du réseau hydrographique (TF-network) et sur la convolution correspondante permettant de retrouver le débit source. Exemple du bassin du Coët-Dan à Naizin.

6.2.2 Stratégie de calibration

La stratégie de calibration de l'inversion d'une fonction de transfert de réseau (TF-network) est la suivante :

1. Effectuer une analyse de sensibilité de l'inversion, afin de classer l'importance des paramètres suivant leur effet sur la reconvolution.
2. Maximiser la reconvolution par calibration automatique de la première moitié des paramètres les plus sensibles.
3. Minimiser les oscillations par calibration manuelle de la seconde moitié des paramètres les plus sensibles.

En effet, le problème d'oscillation se rend visible dans le cas de l'inversion d'une fonction de transfert de réseau (TF-network) où la chronique de la pluie nette est constamment supérieure à zéro même en dehors d'événements pluvieux (sauf à l'arrêt des écoulements). Dans le cas de la pluie nette obtenue par inversion de 1F1U1P ou de 1F2U2P, la pluie nette estimée prend l'allure d'un hyétogramme proche du hyétogramme de pluie brute, où la pluie nette n'est théoriquement supérieure à zéro qu'au cours d'un événement pluvieux, et où donc l'observation d'une oscillation est plus difficile. Ainsi, pour l'inversion des modèles 1F1U1P et 1F2U2P, la stratégie de calibration se résume en deux étapes :

1. Effectuer une analyse de sensibilité de l'inversion, afin de classer l'importance des paramètres suivant leur effet sur la reconvolution.
2. Maximiser la reconvolution par calibration automatique des paramètres les plus sensibles.

6.2.3 Analyse de sensibilité de l'inversion

6.2.3.1 Présentation de la méthode utilisée

On distingue deux grandes familles d'analyse de sensibilité : les analyses de sensibilité locale et les analyses de sensibilité globale. Telle qu'effectuée visuellement dans la partie 6.2.1, l'analyse de sensibilité locale étudie comment de petites perturbations autour d'une valeur des entrées se répercutent sur la valeur de la sortie. Elle est locale puisque la sensibilité est regardée en un point dans l'espace des paramètres. Dans la partie 6.2.1, ce point correspond à un paramétrage par défaut et autour duquel les effets de chaque paramètre sont regardés un à un. L'indice de sensibilité S est calculé à partir d'une petite perturbation Δe_i sur la valeur e_i d'un paramètre i , tandis que les autres paramètres restent inchangés. Il s'agit de dérivées partielles sur la sortie du modèle en fonction des paramètres :

$$S = \frac{\frac{M(e_1, \dots, e_i + \Delta e_i, \dots, e_p) - M(e_1, \dots, e_i, \dots, e_p)}{\Delta e_i}}{e_i} \quad (6.3)$$

avec

- i : un paramètre du modèle ;
- M : la sortie du modèle ;
- e_i : la valeur du paramètre i ;
- Δe_i : la perturbation appliquée à e_i .

L'analyse de sensibilité locale la plus répandue est l'approche OAT (One-factor-At-a-Time : on ne regarde l'influence sur la sortie que d'un paramètre à la fois). Avec un faible nombre de simulations nécessaires, ces méthodes ont l'avantage d'être peu coûteuses en calculs. Par opposition aux analyses de sensibilité locales, les analyses de sensibilité globales s'intéressent à l'ensemble du domaine de variation possible des variables d'entrée, à savoir l'hypervolume des paramètres. Une des méthodes souvent utilisées a été proposée par Morris (1991). La méthode consiste en une répétition d'analyses de sensibilité locale OAT de manière aléatoire dans l'espace des paramètres. Lorsqu'un changement est observé en sortie de modèle $M(e_1, \dots, e_i + \Delta e_i, \dots, e_p)$ (par exemple la somme des écarts au carré entre la simulation et la mesure) à partir d'une légère perturbation de la valeur e_i d'un paramètre i , il peut être attribué de manière non-ambiguë à Δe_i . Cependant, le caractère quantitatif de cette mesure de sensibilité est seulement relatif, car l'influence de e_i peut dépendre de la valeur nominale choisie pour les autres paramètres. On n'estime donc qu'un effet partiel de la sensibilité à ce paramètre. Grâce à une répétition du calcul de cette sensibilité partielle en utilisant d'autres jeux de valeurs (choisies aléatoirement) pour les autres paramètres, on accède à l'effet élémentaire S_i de ce paramètre. L'analyse de sensibilité globale se construit en passant ainsi au crible l'ensemble des paramètres. On comprend que la méthode d'échantillonnage de l'espace des paramètres est essentielle à l'analyse de sensibilité globale. Un échantillonnage de Monte Carlo est notamment souvent utilisé au sein de l'approche de Morris (1991).

Afin de classer la sensibilité des paramètres de l'inversion, l'analyse de sensibilité mise en place suit les travaux de van Griensven et al. (2006). La procédure reprend l'approche de Morris (1991) mais, à la place d'un échantillonnage aléatoire de Monte Carlo demandant un grand nombre de simulations pour couvrir l'ensemble de la gamme des valeurs de paramètres, un échantillonnage en hypercube latin est utilisé. La méthode, moins coûteuse en temps de calculs, permet de contrôler le nombre total de simulations tout en gardant un échantillonnage optimal de l'espace des paramètres.

L'échantillonnage en hypercube latin consiste à construire N classes de même amplitude pour chaque paramètre au sein de sa gamme de valeurs. Pour chacun des P paramètres, l'échantillonnage tire ensuite N valeurs, de telle façon que chacune des classes des paramètres soient représentées une seule fois. On obtient ainsi un échantillon j de l'ensemble des jeux de paramètres possible. Cet échantillon j permet d'obtenir une simulation $M(e_1, \dots, e_i, \dots, e_p)$. Ensuite, on applique une perturbation à ce jeu de paramètres, en prenant chacun des P paramètres un à la fois, comme le fait une approche OAT. On peut ainsi calculer l'effet partiel $S_{i,j}$ de chaque paramètre i suivant l'équation :

$$S_{i,j} = \left| \frac{100 \cdot \left(\frac{M(e_1, \dots, e_i \cdot (1+f_i), \dots, e_p) - M(e_1, \dots, e_i, \dots, e_p)}{[M(e_1, \dots, e_i \cdot (1+f_i), \dots, e_p) + M(e_1, \dots, e_i, \dots, e_p)]/2} \right)}{f_i} \right| \quad (6.4)$$

avec f_i : la fraction utilisée pour modifier le paramètre e_i .

En répétant N fois au sein d'une boucle le nombre d'échantillons j , on accède à l'effet élémentaire S_i de chaque paramètre permettant à chacun d'être classé par rapport aux autres. Cet effet élémentaire est ici calculé comme la moyenne des effets partiels $S_{i,j}$ communément nommée μ_i .

6.2.3.2 Mise en application de l'analyse de sensibilité

Cette analyse de sensibilité a été effectuée sous R version 2.15 (R Development Core Team, 2012) et à l'aide du package HydroPSO (Zambrano-Bigiarini & Rojas, 2012, 2013). L'algorithme est appliqué avec les valeurs $f = 0.1$ et $N = 100$ sur l'ensemble de $P = 6$ paramètres de l'inversion (Ad, Ap, Bd, Bp, Dd, Tp) soit l'équivalent de 700 ($N \cdot (P + 1)$) simulations pour effectuer une analyse de sensibilité. Les gammes de valeurs au sein desquelles les valeurs des paramètres ont été échantillonnées sont présentées dans le tableau 6.1. Avec l'inversion, on estime une pluie nette inaccessible à la mesure et par conséquent incomparable à une mesure. De ce fait, l'analyse de sensibilité est effectuée sur l'inversion suivie d'une reconvolution qui permet de retrouver une simulation du débit source et de le comparer à la mesure. Le critère utilisé pour estimer $M(e_1, \dots, e_i, \dots, e_p)$ est le critère KGE (équation 5.11) qui compare les sorties du modèle à la mesure.

L'analyse de sensibilité de l'inversion utilise le même jeu de données que celui qui est utilisé dans le sens direct au sein du chapitre 5. Ainsi, les données de débit de la Banque HYDRO et de l'ORE AgrHys au pas de temps horaire des six sous-bassins du Blavet et de l'Oust sont utilisées, auxquelles se combinent les données de pluie *Antilope* de Météo-France (cf. partie 1.4). Les périodes de simulation correspondent à des périodes de deux mois, identiques au chapitre 5, à savoir novembre-décembre et mai-juin de 2006 à 2012. Une analyse de sensibilité est effectuée sur chacune des 12 périodes de simulation ainsi que sur chacun des six bassins du Blavet et de l'Oust, soit 72 analyses de sensibilité. Le but est ainsi de pouvoir dire si la sensibilité des paramètres varie entre les bassins ou entre les périodes de simulation. De plus, ces analyses sont effectuées sur l'approche d'origine avec l'inversion d'une fonction de transfert au sein du réseau hydrographique (TF-network), ainsi que l'inversion d'une fonction de transfert versant/réseau (1F1U1P). Les résultats obtenus pour 1F1U1P ont ensuite été généralisés à 1F2U2P.

Paramètres	Valeur minimale	Valeur maximale	Valeur Boudhraâ (2007)
Ad	0.01	1	0.2
Ap	0.01	2	0.8
Bd	0.001	0.2	0.01
Bp	0.001	0.2	0.01
Dd	0.1	5	1
Tp	0.1	200	20

TABLE 6.1 – *Gammes de valeurs des paramètres d'inversion utilisées pour les analyses de sensibilité.*

6.2.3.3 Résultats de l'analyse de sensibilité

Les résultats obtenus pour une analyse de sensibilité utilisant l'approche de Morris (1991) sont souvent synthétisés par un graphique représentant l'écart type σ_i des effets partiels $S_{i,j}$ en fonction de la moyenne de la valeur absolue μ_i^* des effets partiels $S_{i,j}$. On notera que selon l'équation 6.4, le calcul de l'effet partiel $S_{i,j}$ est déjà en valeur absolue, c'est pourquoi ici $\mu_i^* = \mu_i$. Usuellement, chaque paramètre est représenté ponctuellement dans cet espace afin

de repérer :

- les paramètres ayant des effets négligeables (faible valeur de μ_i^*),
- les paramètres ayant des effets linéaires et sans interaction (forte valeur de μ_i^* et faible valeur de σ_i),
- les paramètres ayant des effets non linéaires et/ou avec interaction (forte valeur de μ_i^* et forte valeur de σ_i).

Comme précédemment expliqué, plus la valeur de μ_i^* est importante plus le paramètre i contribue à la dispersion de la sortie du modèle. La valeur des effets partiels peut cependant varier selon la position dans l'espace des paramètres, c'est pourquoi σ_i est calculé afin de mesurer cette variabilité des effets partiels $S_{i,j}$. Si σ_i est faible, alors les effets partiels $S_{i,j}$ sont relativement identiques en tous points de l'espace des paramètres. Dans ce cas, l'effet est linéaire car il est identique quelle que soit la valeur que prend le paramètre i , mais il est également sans interaction car l'effet est identique quelle que soit la valeur prise par les autres paramètres. Si σ_i est fort, alors les effets partiels $S_{i,j}$ varient dans l'espace des paramètres, ce que l'on peut attribuer à un effet non linéaire et/ou à une interaction avec la valeur prise par les autres paramètres (sans être capable de distinguer ces deux types d'effet).

Cependant, dans ce travail, l'analyse de sensibilité est répétée sur 12 périodes et 6 bassins. Il y a donc autant de représentations ponctuelles dans cet espace qu'il y a d'analyses de sensibilité effectuées. Par conséquent, la figure 6.3 ne présente pas un point par paramètre mais une densité de points (de manière surfacique) dans cet espace à deux dimensions, afin de résumer l'ensemble des analyses de sensibilité. En plus de classer la sensibilité de chaque paramètre, on explore ainsi la variabilité de ce classement suivant la période simulée et suivant le bassin considéré. Cependant, afin de rendre les résultats des différentes analyses de sensibilité comparables entre eux, la figure 6.3 ne présente pas σ_i en fonction de μ_i^* mais $\frac{\sigma_i}{\bar{\sigma}}$ en fonction de $\frac{\mu_i^*}{\bar{\mu}^*}$; où $\bar{\sigma}$ et $\bar{\mu}^*$ sont respectivement les moyennes de σ_i et μ_i^* des différents paramètres.

Ainsi, la figure 6.3 montre que les effets des différents paramètres sont généralement des effets non linéaires et/ou avec interaction (pas de paramètres avec une forte valeur de μ_i^* et une faible valeur de σ_i). Seul le paramètre Dd semble avoir un effet négligeable dans tout l'espace des paramètres. Cet espace des paramètres est cependant borné (tableau 6.1), c'est pourquoi cet effet négligeable doit être relié à la gamme de variation assez restreinte de ce paramètre Dd .

Certains paramètres montrent une sensibilité assez variable entre les événements, que l'on remarque sur la figure 6.3 par une représentation surfacique du paramètre plus étalée. Cette variabilité semble être plus marquée encore sur l'inversion du modèle 1F1U1P (sous-figure 6.3b) où les représentations des densités de points se superposent les unes aux autres. Par conséquent, les différences de sensibilité d'un paramètre par rapport à l'autre sont parfois difficilement perceptibles. Cependant, ceci peut s'expliquer par le fait que, contrairement à TF-network, le paramétrage de 1F1U1P est différent sur chaque période de simulation. Pour 1F1U1P, le modèle inversé est donc à chaque fois quelque peu différent.

En plus de constater une variabilité des sensibilités entre les périodes de simulation (par l'étalement surfacique) et suivant le modèle inversé, la figure 6.3 montre également des différences entre bassins et entre saisons (novembre-décembre et mai-juin). Par exemple, pour l'inversion de TF-network, les résultats sont assez similaires entre Frémur à Guénin et Frémur à Pluméliau (deux bassins emboîtés assez similaires) mais assez différents des résultats

de Coët-Organ à Quistinic. De même, sur un même bassin tel que l'Ével à Guenin, cette variabilité est assez différente entre novembre-décembre et mai-juin.

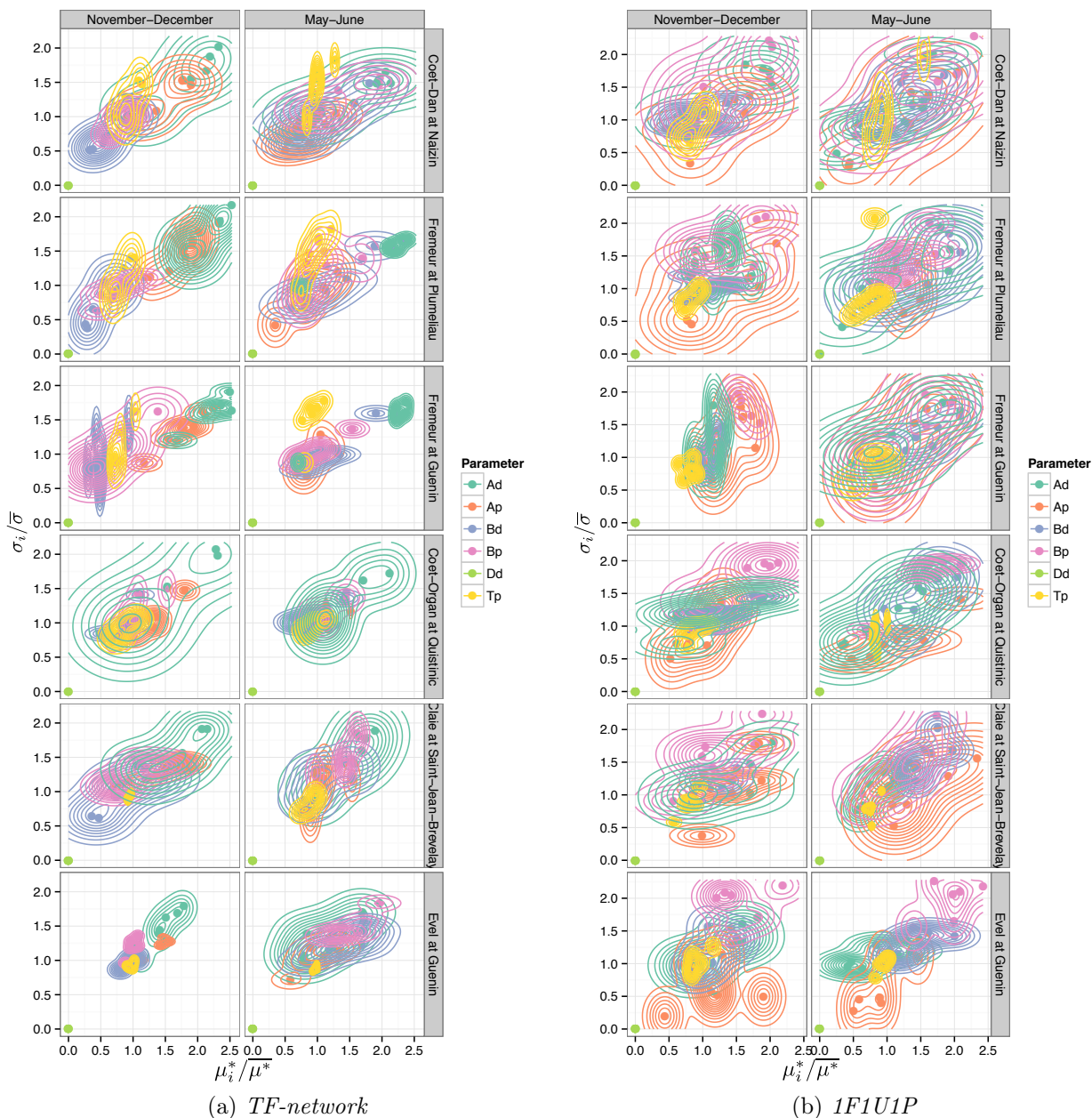


FIGURE 6.3 – Représentation graphique des résultats d'analyses de sensibilité $(\frac{\mu_i^*}{\mu^*}, \frac{\sigma_i}{\mu_i})$ effectuées sur chacun des modèles inversés, chacun des six bassins d'étude et pour l'ensemble des 12 périodes de simulations de deux mois (mai-juin et novembre-décembre) entre 2006 et 2012.

En conclusion, la figure 6.3 illustre bien toute la difficulté de la tâche lorsque l'on cherche à classer la sensibilité des paramètres d'inversion. On comprend qu'une seule analyse de

sensibilité est insuffisante. En effet, le classement des paramètres d'inversion varie suivant le bassin, la période de simulation, le modèle inversé et le paramétrage du modèle inversé. Il reste difficile d'identifier laquelle de ces sources de variation domine. Ainsi, toute conclusion sur un classement définitif des paramètres d'inversion semble difficile, au point que la question de l'existence même d'un classement pourrait être posée.

Les figures 6.4 et 6.5 présentent néanmoins un classement général des paramètres d'inversion, synthèse de toutes les analyses de sensibilité effectuées. La figure 6.4 utilise la densité des valeurs de $\frac{\mu_i^*}{\mu^*}$ tandis que la figure 6.5 se base directement sur l'analyse des rangs (classements de 1 à 6 de chaque paramètre à chaque analyse de sensibilité). Le paramètre Dd apparaît toujours classé comme étant le paramètre le moins sensible dans toutes les situations. Par opposition, pour TF-network, le paramètre Ad apparaît assez souvent comme étant le paramètre le plus sensible. Grâce à la figure 6.4, on constate également que le paramètre Tp se classe toujours de manière assez stable contrairement aux autres paramètres dont la sensibilité peut aller de la plus faible valeur à la plus haute. Au final, même si la figure 6.5 permet d'aboutir à un classement ferme des paramètres, la figure 6.4 illustre bien toute l'incertitude de celui-ci à travers la superposition des graphiques de densité.

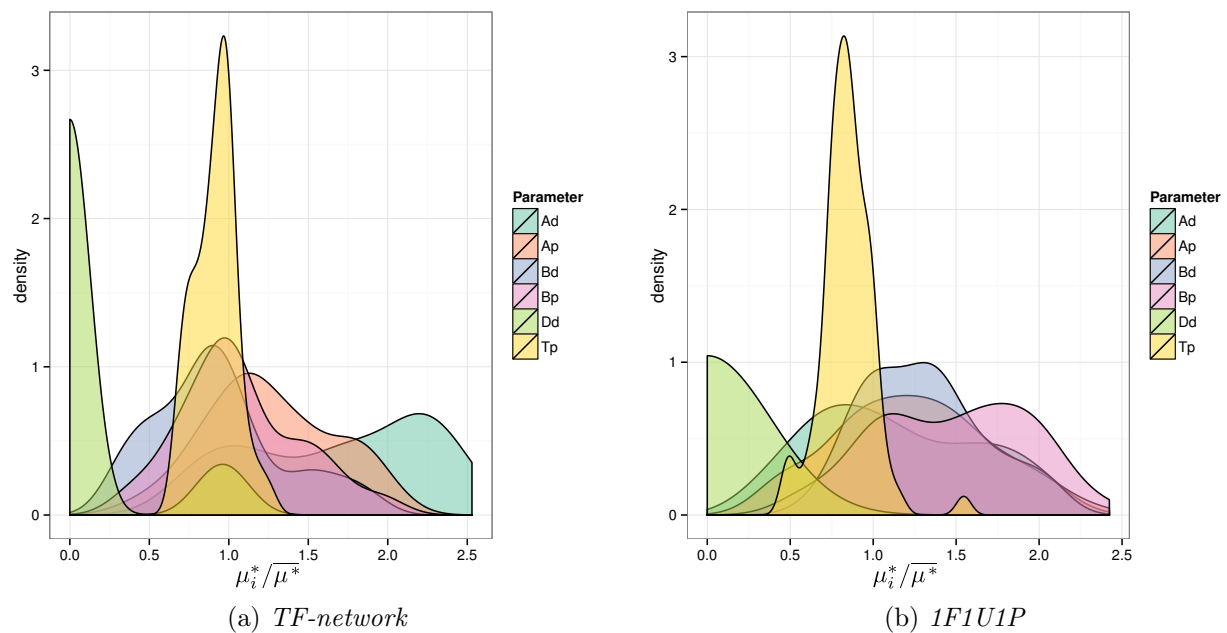
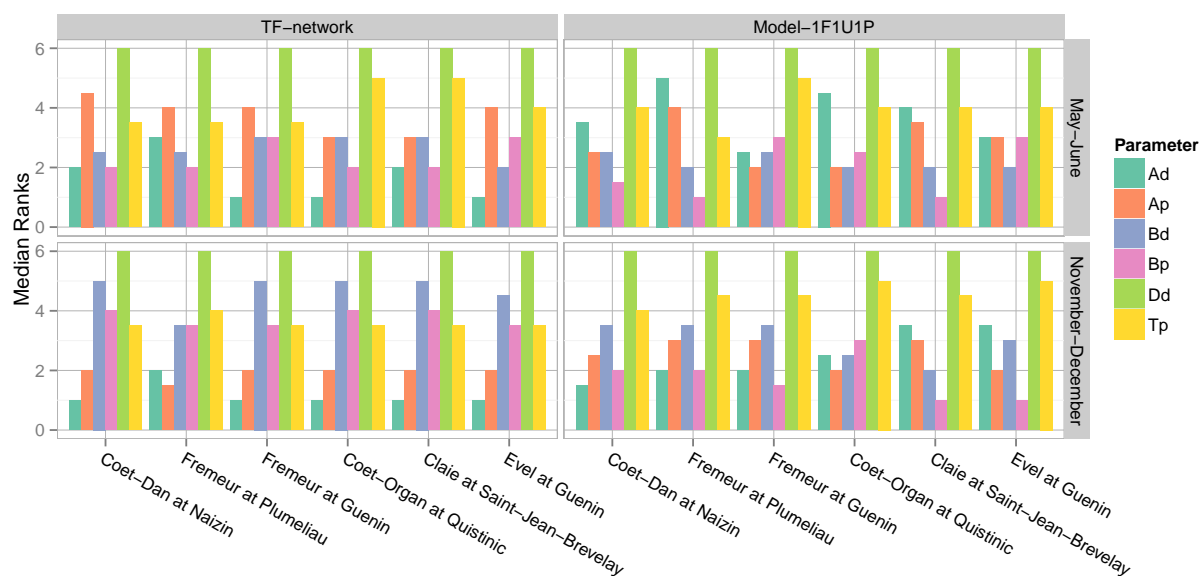
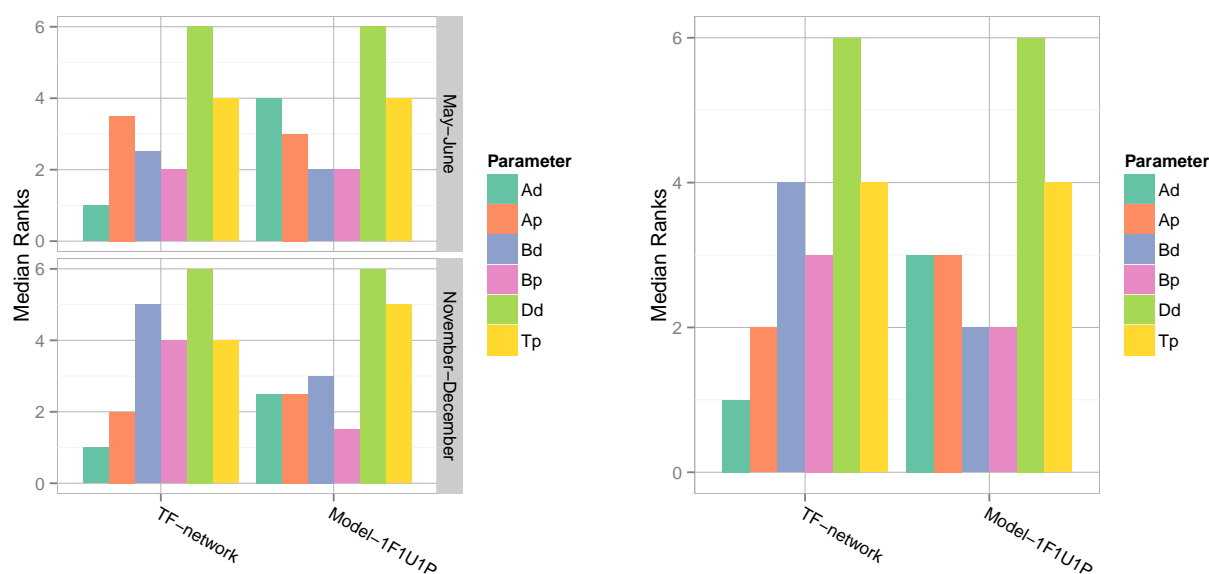


FIGURE 6.4 – Représentation de la densité des valeurs de $\frac{\mu_i^*}{\mu^*}$ calculées sur chacun des modèles inversés, chacun des six bassins d'étude et pour l'ensemble des 12 périodes de simulation de deux mois (mai-juin et novembre-décembre) entre 2006 et 2012.



(a) Valeurs médianes des rangs par bassins et par saisons



(b) Valeurs médianes des rangs par saisons, tous bassins confondus

(c) Valeurs médianes des rangs, tous bassins et saisons confondus

FIGURE 6.5 – Rangs de sensibilité de chaque paramètre de l'inversion représentés par la médiane des résultats de 12 analyses de sensibilité effectuée par bassin, à savoir une analyse de sensibilité sur chaque période deux mois (mai-juin et novembre-décembre) entre 2006 et 2012. Le rang 1 désigne le paramètre le plus sensible, le rang 6 désigne le paramètre le moins sensible.

Malgré cette variabilité de la sensibilité des paramètres, le classement retenu pour la stratégie de calibration est celui qui est donné par la figure 6.5c, même si finalement, utiliser un classement quelque peu différent aboutirait sans doute à des résultats assez similaires. Ainsi, pour TF-network, le classement de la sensibilité des paramètres du plus sensible au moins sensible est le suivant : Ad , Ap , Bp , Bd/Tp et Dd . De même pour 1F1U1P, le classement obtenu est : Bd/Bp , Ad/Ap , Tp , Dd . La stratégie de calibration suivie dans la partie précédente peut désormais être définie précisément de la manière suivante :

TF-network 1- Paramétrage automatique de Ad et Ap (les deux paramètres les plus sensibles) en utilisant l'algorithme d'optimisation par essais particuliers et en échantillonnant leur valeur dans la gamme de valeurs présentée dans le tableau 6.2. Les autres paramètres utilisent les valeurs par défaut de Boudhraâ (2007) présentées dans le tableau 6.1. 2- Puis, paramétrage manuel des paramètres sensibles suivants afin de réduire l'oscillation. Il est apparu que réduire seulement Bp , le 3^{ème} paramètre le plus sensible, à une valeur de 0.001 au lieu 0.01 suffit à réduire en grande partie les oscillations. C'est donc cette correction systématique de $Bp=0.001$ qui a été effectuée suite au paramétrage automatique.

1F1U1P et 1F2U2P Paramétrage automatique de Ad , Ap , Bd et Bp (les quatre paramètres les plus sensibles) en utilisant l'algorithme d'optimisation par essais particuliers et en échantillonnant les valeurs des paramètres dans la gamme de valeurs présentée dans le tableau 6.2. Les autres paramètres utilisent les valeurs par défaut de Boudhraâ (2007) présentées dans le tableau 6.1.

Paramètres		Ad	Ap	Bd	Bp
Modélisation utilisée	TF-network	[0.01 ;1]	[0.01 ;1]	-	-
	1F1U1P	[0.01 ;1]	[0.01 ;2]	[0.001 ;0.2]	[0.001 ;0.2]
	1F2U2P	[0.01 ;1]	[0.01 ;2]	[0.001 ;0.2]	[0.001 ;0.2]

TABLE 6.2 – *Gammes de valeurs des paramètres d'inversion utilisées pour le paramétrage de l'inversion.*

On remarque que dans le tableau 6.2 la gamme de variation du paramètre Ap est plus réduite pour TF-network que pour les modèles 1F1U1P et 1F2U2P. En effet, on admet délibérément une erreur plus importante sur la pluie *a priori* de par la plus grande difficulté à estimer l'amortissement de la pluie par le versant et en comparaison aux hypothèses simplificatrices sous-jacentes à son estimation *a priori* présentée dans l'équation 6.2.

6.3 Prise en compte du versant dans les transpositions d'hydrogramme

6.3.1 Couple de bassins testés

Pour tester la nouvelle approche proposée dans ce chapitre, le jeu de données utilisé dans le sens direct au sein du chapitre 5 est repris. Les données de débit de l'ORE AgrHys

(cf. partie 1.4.3) sont donc utilisées pour le bassin du Coët-Dan à Naizin, tandis que les cinq autres bassins utilisent les données de la Banque HYDRO (cf. partie 1.4.1). Le pas de temps est homogénéisé en horaire pour tous les bassins. Lorsque nécessaire, la donnée de pluie utilisée est la donnée *Antilope* de Météo-France (cf. partie 1.4.2) au pas de temps horaire qui peut être, soit moyennée spatialement par bassin, soit utilisée à une résolution spatiale de 1 km² lorsque le modèle le permet. Les périodes de simulation sont toujours 12 périodes de deux mois (novembre-décembre et mai-juin) de 2006 à 2012. La justification est multiple : comparer deux périodes contrastées de l'année, limiter la durée durant laquelle les hypothèses simplificatrices de modélisation se doivent d'être valides (notamment l'invariance du coefficient de partage de la pluie α_1), regarder plus finement la simulation de chaque crue et poser une limite acceptable dans la taille des matrices utilisées dans l'inversion.

Les transpositions d'hydrogrammes sont effectuées en explorant de manière exhaustive l'ensemble des couples de bassins possibles, soit 30 couples de bassins cibles/sources différents. Avec 30 couples de bassins et 12 périodes de simulations, 360 transpositions sont effectuées et répétées sur 2 jeux de paramètres différents utilisés pour le bassin cible (du bassin source et du bassin cible), et 5 approches de modélisations différentes (TF-network, 1F1U1P, 1F2U2P, 1Frv1U1P, 1Frv2U2P).

6.3.2 Résultats de calibration

Les résultats de paramétrages d'inversion sont présentés dans la figure 6.6 où l'on constate que le paramètre Ad , à savoir l'erreur admise sur les débits, converge vers des valeurs proches de zéro, et ce pour l'ensemble des bassins. Ce résultat est particulièrement flagrant sur l'inversion de TF-network, mais se vérifie également assez bien sur l'inversion des modèles 1F1U1P et 1F2U2P. Le paramètre Ap , l'erreur admise sur la pluie *a priori*, par opposition tend à converger vers la valeur maximale admise lors du paramétrage (cf. tableau 6.2). Le paramètre Bd varie assez peu autour d'une valeur de 0.025 tandis que Bp est le paramètre qui présente le plus de variabilité bien que d'une manière générale, les valeurs obtenues tendent vers les valeurs les plus faibles dans la gamme autorisée.

De par les résultats assez homogènes des paramétrages entre bassins versants, ainsi que des variations de paramètres relativement restreintes entre périodes de simulations, il convient d'admettre qu'un paramétrage entièrement manuel de l'inversion semble une approche envisageable si l'on cherche à limiter le coût de calcul.

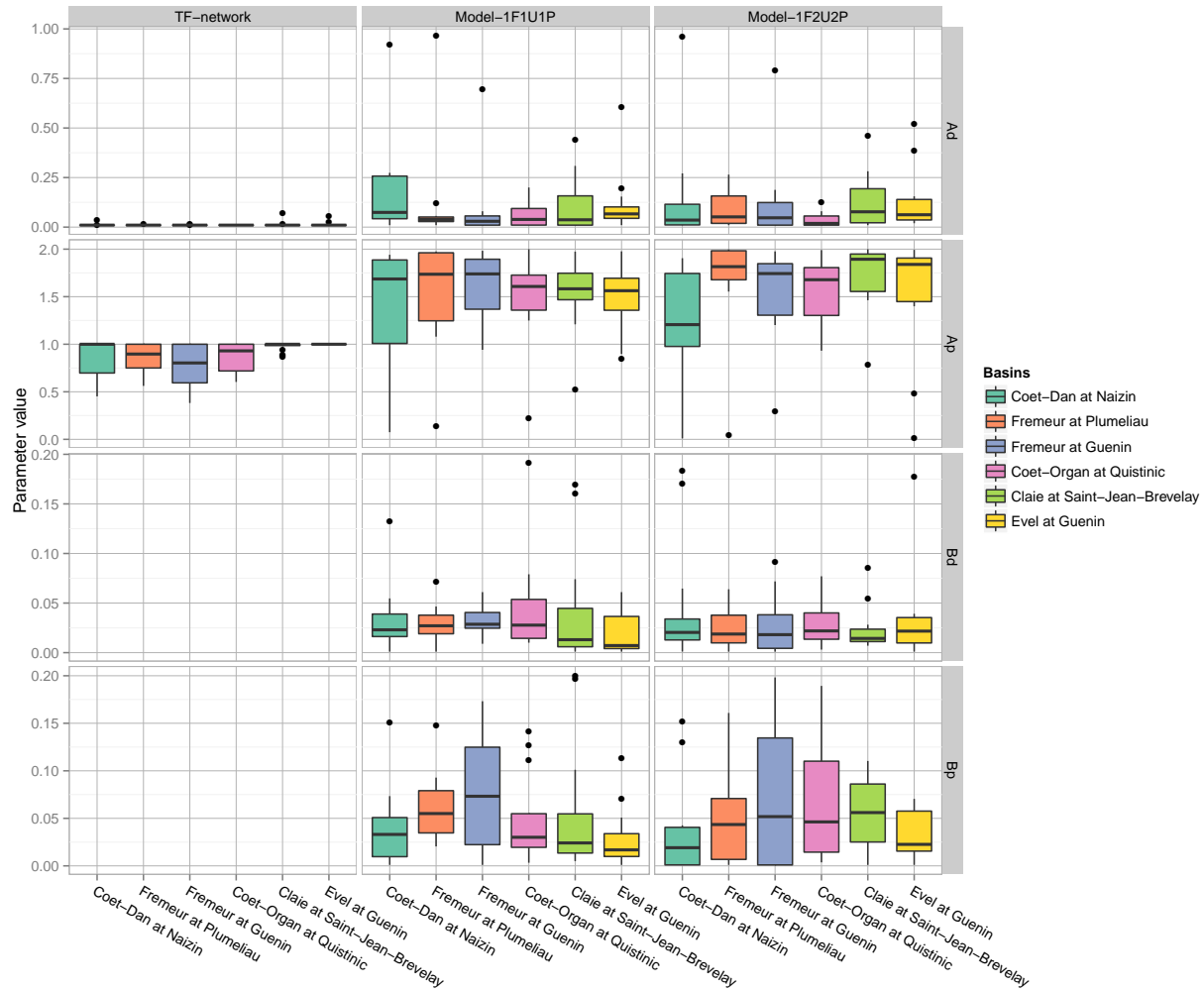


FIGURE 6.6 – Variabilité des valeurs des paramètres de l'inversion obtenues par calibration des 12 périodes de simulations.

Comme précédemment décrit, la calibration de l'inversion est faite en maximisant la qualité d'ajustement entre la mesure du débit source et la simulation de débit obtenu en reconvoluant la pluie nette estimée sur ce même bassin. Les résultats de ces ajustements sont présentés dans la figure 6.7. L'inversion des modèles prenant en compte la variabilité spatio-temporelle de la pluie (suivant la méthode présentée par la suite dans la partie 6.4.1), à savoir 1Frv1U1P et 1Frv2U2P, utilise respectivement les paramètres des modèles 1F1U1P et 1F2U2P.

On constate que la méthode d'origine TF-network permet d'obtenir les meilleures reconvolutions et confirme donc sa robustesse. Seuls les bassins de Frémeur à Pluméliaou et Frémeur à Guénin affichent des valeurs de KGE autour de 0.95, les autres bassins obtiennent une excellente reconvolution avec des valeurs de KGE autour de 0.99. De même, pour l'inversion des modèles versant/réseau, avec des valeurs de KGE autour de 0.9, les bassins de Frémeur à Pluméliaou et Frémeur à Guénin affichent des qualités d'ajustement inférieures à celles des

autres bassins où le critère KGE tourne généralement autour de 0.95. Les meilleurs résultats sont obtenus sur le plus grand bassin de l'Ével à Guénin avec des résultats proches de ceux qui sont obtenus avec TF-network.

On remarque que d'une manière générale, la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie a tendance à faire diminuer la qualité de reconvolution, surtout pour le modèle 1Frv1U1P. Le modèle 1F2U2P quant à lui, au sein duquel une séparation des vitesses d'écoulement à travers le versant et dans le réseau est effectuée, est le modèle versant/réseau permettant d'obtenir les meilleurs résultats et pour lequel la prise en compte de la variabilité de la pluie affecte le moins l'ajustement de la reconvolution. Il est donc ici mis en évidence qu'un modèle plus performant (1F2U2P, cf. conclusion du chapitre 5) peut être inversé également plus facilement. On peut comprendre les plus faibles qualités de reconvolution des modèles versant/réseau de par l'ambition plus grande de remonter l'histoire d'une goutte d'eau jusqu'en entrée de versant et non pas uniquement en entrée de réseau (par l'approche TF-network). De plus, la connaissance *a priori* de cette pluie nette joue un rôle important, or son estimation par l'équation 6.2 est basée sur un concept de coefficient de ruissellement fortement simplificateur. On peut donc imaginer qu'une amélioration de l'*a priori* pourrait améliorer la reconvolution finale.

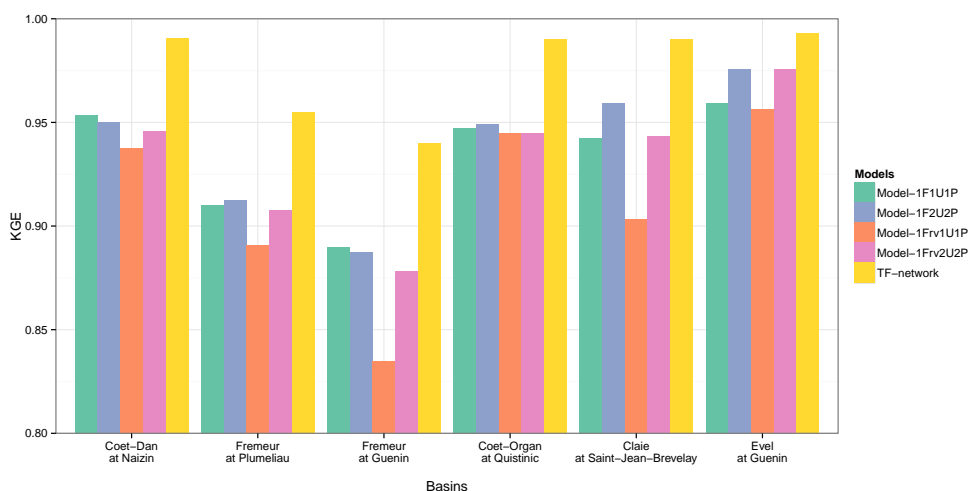



FIGURE 6.7 – Qualité d'ajustement des simulations de calibrations d'inversion en moyenne par bassin et par type de modélisation.

6.3.3 Résultats de simulations

La figure 6.8 illustre des performances de simulation (au regard du critère KGE) relativement proches entre l'inversion d'un modèle versant-réseau (1F1U1P et 1F2U2P) et l'inversion uniquement de la fonction de transfert réseau (TF-network). On vérifie ainsi que l'évolution de l'approche de modélisation, bien que plus complexe dans sa construction, ne conduit pas nécessairement à une perte de qualité de simulation. Au contraire, l'utilisation du modèle 1F2U2P permet généralement une légère amélioration de l'efficacité des simulations. Ceci peut être expliqué par le fait que 1F2U2P modélise à la fois le réseau et le versant, et soit de

ce fait plus à même de capturer la singularité de la réponse hydrologique de chaque bassin (contrairement à TF-network qui s'arrête à une modélisation seule du réseau). On vérifie donc ici l'intérêt de considérer une modélisation de versant différente entre le bassin source et le bassin cible au sein de la transposition d'hydrogramme.

Cependant, rappelons que le modèle 1F2U2P nécessite un paramétrage plus important qu'une simple modélisation du parcours du réseau. Ainsi, l'animation de la figure 6.8 permet également de visualiser la performance des simulations lorsque le jeu de paramètres est entièrement transposé du bassin source au bassin cible. On observe, dans ce cas, une diminution générale des performances. Cette diminution est plus particulièrement marquée sur les modèles 1F1U1P et 1F2U2P, laissant ainsi voir par comparaison une plus forte robustesse de l'approche simple réseau TF-network. Cependant, lorsque la différence de taille entre le bassin cible et le bassin source est importante (par exemple entre Coët-Dan à Naizin et Ével à Guenin), la chute des performances de TF-network peut également être relativement importante. En effet, la modélisation TF-network nécessite un paramètre vitesse au sein du réseau, or il a été montré dans le chapitre 4 que ce paramètre varie principalement avec la taille du bassin. Ainsi, la modélisation du réseau aboutit à des performances inférieures lorsque le paramètre vitesse est transposé à l'identique entre un petit et un grand bassin.

FIGURE 6.8 –  *Efficienc e des simulations par transposition en moyenne sur l'ensemble des périodes de deux mois.*

De plus, on observe pour chacune des trois modélisations, des performances supérieures au cours des mois de novembre-décembre en comparaison des mois de mai-juin. Tout comme discuté par Patil & Stieglitz (2011), il semble que la similarité hydrologique des bassins soit en partie dépendante des conditions de débit et cette similarité est plus importante au cours de la saison humide. Patil & Stieglitz (2011) expliquent la variabilité spatiale des débits en période de basses eaux principalement à partir de la forte demande en évaporation. Afin de vérifier cette hypothèse, une estimation spatialisée de l'évaporation serait nécessaire. On peut

également supposer que durant cette période de mai-juin, la variabilité spatiale des pluies est plus importante, ce qui par conséquent rend la transposition d'hydrogramme d'un bassin à l'autre plus aléatoire. C'est l'objet de la partie 6.4 qui suit.

Afin de visualiser de manière synthétique l'ensemble des résultats de transposition, une visualisation sous forme de heatmap est proposée. Ces heatmaps combinent à la fois une visualisation graphique en 2D de toutes les transpositions possibles (toutes combinaisons de bassins cibles et sources) et une classification ascendante hiérarchique décrite par un dendrogramme de ces résultats de transposition. Plus de détails sur les heatmaps sont donnés dans la partie 7.2.2. Contrairement aux heatmaps du chapitre 5 colorées par ligne ou par colonne, celles-ci utilisent un dégradé de couleurs sur l'ensemble de la grille 2D. Ainsi, une légende de couleur peut être ajoutée afin de connaître la valeur de KGE de la transposition considérée. Ce dégradé de couleur est construit sur six classes en utilisant l'algorithme des k-moyennes. Cet algorithme, dont la version la plus commune est celle de MacQueen et al. (1967), est notamment utilisé pour repérer des bassins similaires (Burn & Boorman, 1993; Ouyang et al., 2010; Ssegane et al., 2012; Razavi & Coulibaly, 2013). Pour ce travail, l'algorithme utilisé est celui de Hartigan & Wong (1979) initialisé aléatoirement 1000 fois. Il est ici utilisé pour partitionner l'ensemble des valeurs de KGE en six classes pour lesquelles chaque valeur appartient à la classe dont la moyenne est la plus proche. On aspire ainsi à repérer des comportements similaires de bassins en termes de transposition.

La figure 6.9 illustre de manière synthétique, sur l'ensemble des 12 périodes de simulation, la qualité d'ajustement des transpositions d'hydrogramme de tous les couples de bassins cibles/sources possibles. Sans surprise, il apparaît tout d'abord une forte valeur du critère KGE lorsque le bassin cible est identique au bassin source (cf. partie 6.3.2). De plus, de fortes valeurs de KGE sont également observées entre les couples "Frémur à Guénin / Frémur à Pluméliau" ainsi que "Ével à Guénin / Coët-Dan à Naizin". Le premier couple correspond à deux petits bassins emboîtés de tailles proches. En partageant un même territoire sur une grande partie de leur bassin, leur similarité hydrologique pouvait être pressentie. Les bassins du deuxième couple sont quant à eux assez différents. Bien que le Coët-Dan à Naizin ne représente que 1.5% du territoire drainé par l'Ével à Guénin, tous deux semblent être de bons estimateurs du comportement hydrologique de l'un envers l'autre. À titre d'exemple, la figure 6.8 montre que le critère KGE des transpositions du Coët-Dan à Naizin vers l'Ével à Guénin est en moyenne autour de 0.8 avec le modèle 1F2U2P au cours des mois de novembre-décembre. La bonne performance des simulations est ici plus difficile à appréhender, mais peut-être interprétée par une similarité hydrologique que l'on peut elle-même tenter de relier à une similarité physiographique (cf. partie 7.2.2).

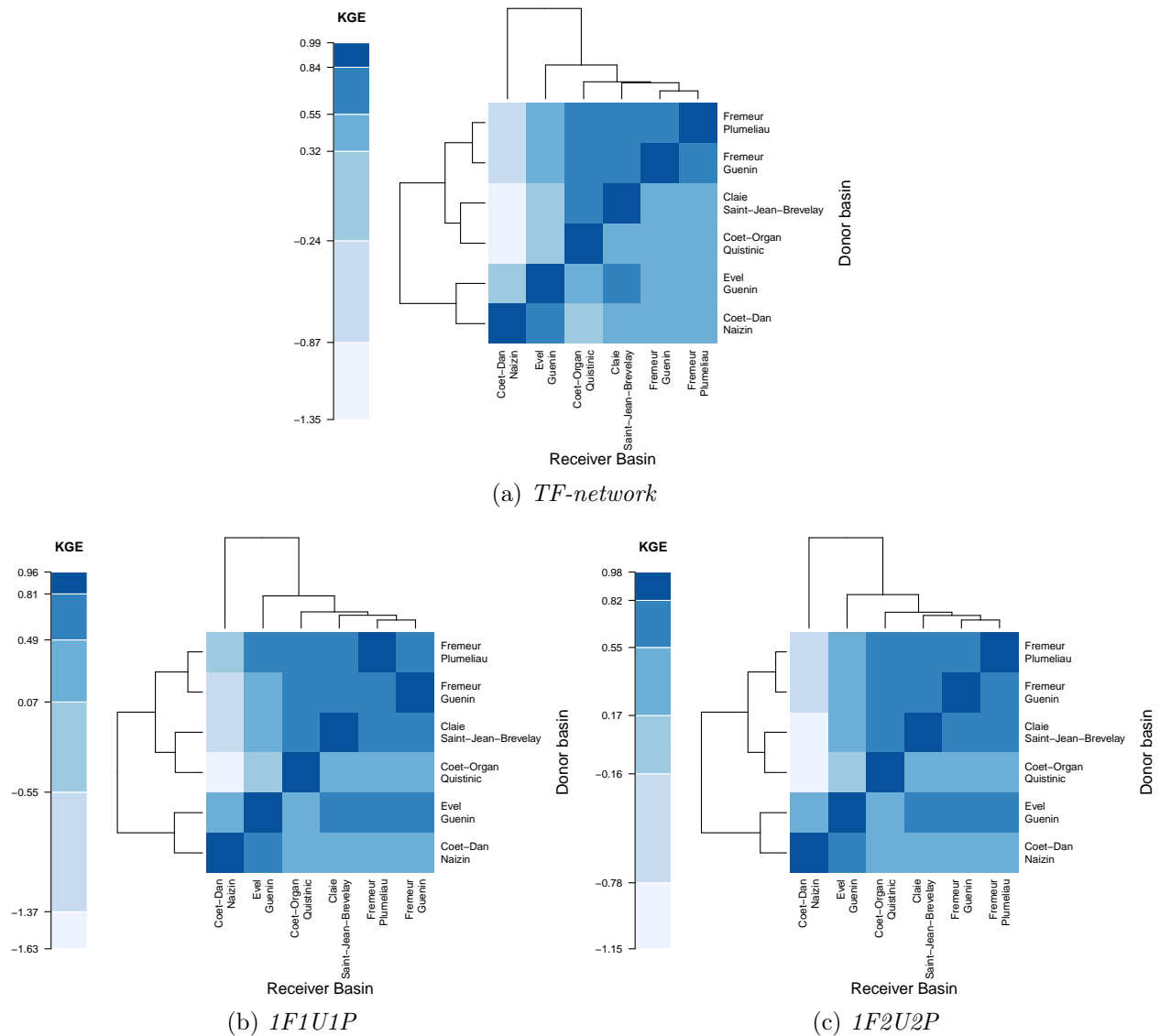


FIGURE 6.9 – Heatmaps de la qualité d’ajustement en moyenne pour l’ensemble des transpositions et pour trois approches de modélisations. Les six classes de couleurs sont construites à partir de l’ensemble des valeurs de KGE de chaque matrice et en utilisant l’algorithme des *k-moyennes* (*k-means*).

La figure 6.9 illustre également l’absence d’une totale symétrie des différentes heatmaps. Par conséquent, au sein d’un même couple de bassins, l’ajustement des simulations varie suivant le rôle (source/cible) joué par chacun. Par exemple, dans le cas des transpositions entre Coët-Organ à Quistinic et Frémeur à Guénin, de meilleurs résultats sont constatés en transposant un hydrogramme du Coët-Organ à Quistinic vers le Frémeur à Guénin. Inversement lorsque les rôles source/cible sont inversés la qualité d’ajustement diminue. L’exemple le plus flagrant est le bassin du Coët-Dan à Naizin : en transposant leur hydrogramme vers ce bassin, la majorité des bassins ne permettent pas d’obtenir des simulations de bonne qua-

lité, mais à l'inverse celui-ci permet d'obtenir des résultats acceptables en tant que bassin source. Ce résultat a déjà été observé avec le critère NSE dans la partie 3.2 et s'explique en partie par la construction même du critère d'ajustement utilisé. En effet, la valeur prise par le critère KGE, tout comme celle qui est prise par le critère NSE utilisé dans le chapitre 3, dépend des chroniques considérées et de la nature de chacune (simulation ou observation) sans pouvoir être inversée. La partie 3.2 aura approfondi cette question grâce à l'utilisation d'une simulation témoin n'utilisant pas l'inversion et à travers l'utilisation d'autres critères d'évaluation autorisant l'étude de cette symétrie cible/source des qualités de simulation.

6.4 Prise en compte de la variabilité de la pluie dans les transpositions d'hydrogramme

6.4.1 Variabilité intra-bassins

6.4.1.1 Matrice de variabilité et inversion

Principe Prendre en compte la variabilité spatio-temporelle de la pluie a déjà été décrit et proposé dans une modélisation dans le sens direct au sein du chapitre 5. La méthode se base sur la construction d'une matrice de variabilité qui s'intègre à la convolution de la pluie nette afin d'améliorer la simulation du débit à l'exutoire. En suivant ce même principe, rechercher la prise en compte de la variabilité de la pluie intra-bassin dans le processus d'inversion revient à intégrer cette matrice de variabilité au sein de la déconvolution de l'hydrogramme.

Ainsi, l'analyse mise en place est la suivante. Dans le sens direct, la simulation d'hydrogramme à l'exutoire prenant en compte la variabilité spatio-temporelle de la pluie s'obtient par l'équation 5.10, précédemment présentée, mais rappelée ici :

$$Q(t) = \frac{S}{\delta t} \cdot \sum_{\tau=1}^t \overline{R}_n(t - \tau + 1) V_{\tau}(t - \tau + 1) \cdot u(\tau)$$

avec

i	:	l'isochrone ;
S	:	la superficie du bassin ;
t	:	le pas de temps ;
u	:	l'hydrogramme unitaire ;
\overline{R}_n	:	la pluie nette moyenne ;
$V_i(t) = \frac{R_{n,i}(t)}{\overline{R}_n(t)}$:	la proportion de $\overline{R}_n(t)$ tombée dans l'isochrone i .

Cette convolution peut s'écrire sous forme matricielle de la manière suivante :

$$Q(t) = S \cdot \overline{R}_n(t) * V(t) * TF(t) \quad (6.5)$$

avec

$V(t)$:	la matrice de variabilité de la pluie ;
$TF(t)$:	l'expression matricielle de la fonction de transfert.

De par l'associativité du produit matriciel, l'équation 6.5 peut s'écrire de la manière suivante :

$$Q(t) = S \cdot \overline{R_n}(t) * TF'(t) \quad (6.6)$$

où $TF'(t) = V(t) * TF(t)$ est l'expression matricielle de l'hydrogramme unitaire prenant en compte la variabilité spatio-temporelle de la pluie. Appliqué au modèle 1Frv1U1P et 1Frv2U2P, où la matrice de variabilité n'est cependant prise en compte que sur le ruissellement rapide, l'expression de TF' devient :

$$TF'(t) = \alpha_1 \cdot TF_{slow}(t) + (1 - \alpha_1) \cdot TF_{fast}(t) * V(t) \quad (6.7)$$

avec

- α_1 : le coefficient de partage de la pluie nette entre la fonction débit de base et la fonction ruissellement rapide ;
- TF_{fast} : l'expression matricielle de l'hydrogramme unitaire de la fonction à base géomorphologique décrivant le ruissellement rapide du bassin versant ;
- TF_{slow} : l'expression matricielle de l'hydrogramme unitaire de la fonction exponentielle décroissante décrivant le débit de base du bassin versant.

Ainsi, on retrouve la forme de l'équation 3.2 et de la même manière que dans le chapitre 3, cette fonction de transfert TF' peut être utilisée dans le calcul de déconvolution de l'hydrogramme en suivant l'équation 3.6 précédemment décrite :

$$\overline{R_n} = R_n^{aprio} + C_{Rn}^{aprio} \cdot TF'^T \cdot (TF' \cdot C_{Rn}^{aprio} \cdot TF'^T + C_Q^{mes})^{-1} \cdot (Q_{mes} - TF' \cdot R_n^{aprio}) \quad (6.8)$$

avec

- R_n^{aprio} : l'information *a priori* sur $\overline{R_n}$ (cf. partie 6.1 pour son estimation) ;
- Q_{mes} : le débit mesuré à l'exutoire ;
- C_{Rn}^{aprio} : la matrice de covariance du vecteur R_n^{aprio} ;
- C_Q^{mes} : la matrice de covariance du vecteur Q_{mes} ;
- exposant T : la notation d'une matrice transposée.

Mise en application Cette inversion prenant en considération la variabilité spatio-temporelle de la pluie a également été mise en place sous R version 2.15 et optimisée grâce à plusieurs packages permettant une gestion efficace de matrices de tailles importantes, principalement bigmemory (Kane & Emerson, 2012) et data.table (Dowle et al., 2012). Tout comme expliqué dans la partie 6.1, les modèles précédemment construits et calibrés dans le chapitre 5 sont repris ici et utilisés dans le processus d'inversion et de transposition d'hydrogramme. Deux modèles prenant en compte la variabilité spatio-temporelle de la pluie ont été choisis : ce sont les modèles 1Frv1U1P (1 seule vitesse pour décrire la réponse rapide du bassin) et 1Frv2U2P (2 vitesses pour décrire la réponse rapide du bassin en séparant la vitesse à travers le versant et dans le réseau hydrographique). Pour calibrer l'inversion des modèles 1Frv1U1P et 1Frv2U2P, il a été choisi de reprendre les paramètres d'inversion de leur équivalent respectif sans prise en compte de la matrice de variabilité de la pluie, à savoir 1F1U1P et 1F2U2P, qui utilise la stratégie de calibration décrite dans la partie 6.2.

Qu'espère-t-on obtenir ? Bien que la fonction de transfert se construise sur une carte de pluie spatialisée, la pluie nette estimée par inversion est quant à elle toujours une pluie nette moyenne sur l'ensemble du bassin versant. L'inversion permet cependant de tendre vers une

pluie nette moyenne qui reconvoque au mieux l'hydrogramme observé à l'exutoire au moyen d'une fonction de transfert qui la redistribue spatialement. En d'autres termes, l'inversion optimise la pluie nette moyenne mais n'optimise pas la distribution spatiale de celle-ci, qui elle est assurée par la fonction de transfert TF' . On aspire cependant ainsi à une estimation plus précise de la pluie nette moyenne puisque la configuration spatio-temporelle de la pluie spécifique à chaque événement pluvieux est prise en compte.

6.4.1.2 Résultats de simulations

La figure 6.10 présente les résultats de simulations à partir du critère KGE de l'ensemble des transpositions. Afin de visualiser l'apport de la prise en compte de la variabilité de la pluie intra-bassin dans la modélisation, la figure 6.11 présente la différence entre les valeurs de KGE des simulations et celles qui sont présentées dans la figure 6.8. Les différentes moyennes des valeurs de KGE du modèle 1F1U1P sont comparées à celles qui sont obtenues avec 1Frv1U1P, tandis que celles qui sont obtenues par 1F2U2P sont comparées à celles qui sont obtenues par 1Frv2U2P.

Ainsi, on constate que la prise en compte de la matrice de variabilité dans l'inversion n'aboutit pas toujours à une amélioration des simulations. En effet, sur un nombre important de couples de transpositions, le modèle 1Frv1U1P montre des résultats de simulations de qualité inférieure au même modèle ne prenant pas en compte la variabilité de la pluie intra-bassin. Ce résultat est particulièrement visible avec le bassin de la Claie à Saint-Jean-Brévelay.

Par opposition, la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie au sein d'un modèle séparant les vitesses à travers le versant et dans le réseau hydrographique (modèle 1Frv2U2P) aboutit généralement soit à une amélioration des simulations, soit à une absence d'effet, mais le plus souvent sans dégradation de la qualité de simulation. Les améliorations les plus visibles sont obtenues sur les transpositions utilisant le bassin du Coët-Organ à Quistinic comme bassin source. Contrairement à ce qui aurait pu être pressenti, l'amélioration ne concerne pas nécessairement les plus grands bassins comme l'Ével à Guenin, là où la variabilité spatio-temporelle de la pluie pourrait être plus importante. De même, par opposition aux mois de novembre et décembre, les mois de mai et juin ne sont pas les périodes où la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie semble être la plus bénéfique. Pourtant, durant cette période, des pluies convectives plus localisées et variables spatialement peuvent potentiellement s'y produire de façon récurrente. Ainsi, tout comme dans les travaux de Bourqui (2008), le gain de la prise en compte de la variabilité de la pluie est ponctuel sur quelques bassins et reste difficile à prévoir.

En définitive, une séparation des vitesses versant/réseau apparaît comme une étape préalable importante pour la prise en compte de la variabilité de la pluie. En effet, les cartes d'isochrones du temps de parcours jusqu'à l'exutoire qui en résulte peuvent être sensiblement différentes (cf. partie 5.2.2.2). Par conséquent, la matrice de variabilité de la pluie est elle aussi différente, raison pour laquelle son intégration dans l'inversion a un effet différent entre 1Frv1U1P et 1Frv2U2P.

FIGURE 6.10 – \blacktriangleright *Qualités d'ajustement des simulations par transposition d'hydrogramme en moyenne sur l'ensemble des périodes de deux mois et en utilisant 2 modèles prenant en compte la variabilité spatio-temporelle de la pluie intra-bassin (1Frv1U1P et 1Frv2U2P) en comparaison à une modélisation unique du réseau (TF-network).*

FIGURE 6.11 – \blacktriangleright *Différence entre la moyenne des critères de KGE des simulations prenant en compte la variabilité spatio-temporelle intra-bassin de la pluie et la moyenne des critères de KGE ne la prenant pas en compte.*

La figure 6.12 illustre, de la même manière que la figure 6.9 précédente, la qualité d’ajustement de l’ensemble des transpositions auquel s’ajoute une classification des bassins au moyen de dendrogrammes. Les conclusions de ce graphique sont relativement similaires à celles qui ont été tirées pour la figure 6.9. L’intégration de la variabilité intra-bassin de la pluie n’a notamment pas changé les regroupements de bassins similaires.

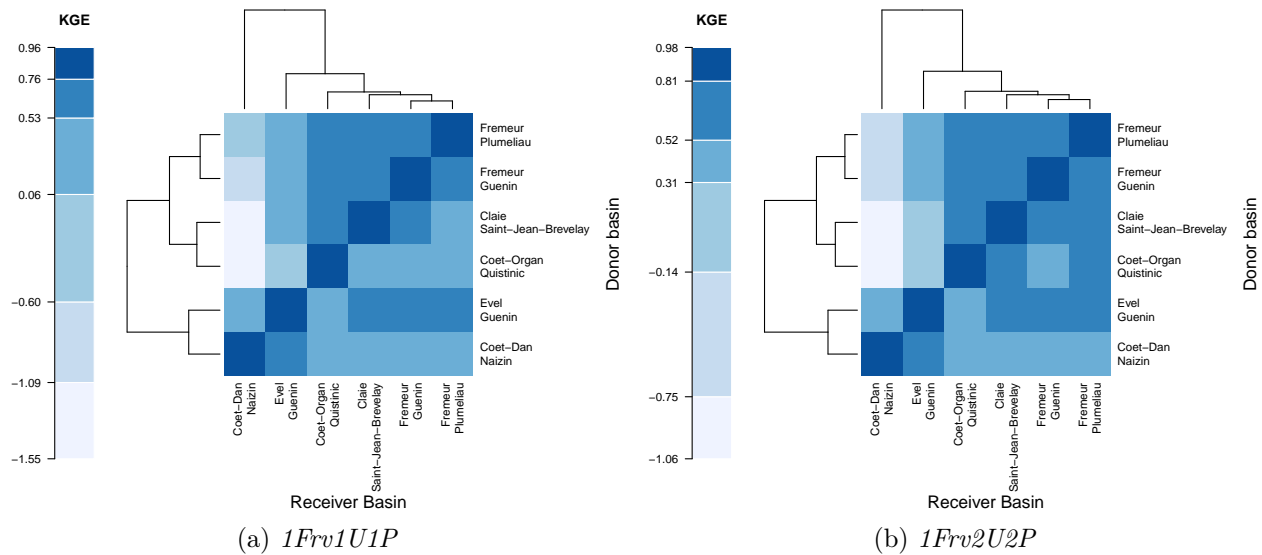


FIGURE 6.12 – Heatmap de la qualité d’ajustement en moyenne pour l’ensemble des transpositions et pour deux approches de modélisations prenant en compte la variabilité de la pluie intra-bassin. Les six classes de couleurs sont construites à partir de l’ensemble des valeurs de KGE de chaque matrice et en utilisant l’algorithme des k -moyennes (k -means).

6.4.2 Variabilité inter-bassins

6.4.2.1 Méthode de correction de la pluie nette transposée

Si la pluie varie spatialement et temporellement au sein d’un bassin, il peut alors s’avérer nécessaire d’intégrer ce phénomène au sein du modèle qui décrit le fonctionnement hydrologique du bassin. C’était l’objet de la partie précédente. Cependant, lorsque l’objectif est de transposer une mesure d’un bassin vers un autre, considérer la variabilité de la pluie au sein d’un bassin (intra-bassin) ne suffit plus et il apparaît nécessaire de considérer la variabilité spatio-temporelle entre les bassins (inter-bassins).

L’objectif est donc ici de considérer le fait que le bassin source et le bassin cible peuvent ne pas avoir reçu le même cumul de pluie, affectant par conséquent la transposition d’hydrogramme d’un bassin à un autre. Afin de considérer cette variabilité spatio-temporelle inter-bassins de la pluie, un facteur de correction C variant au cours du temps t est ici proposé. Ce facteur est construit sur l’hypothèse d’un coefficient de ruissellement identique entre le bassin cible et le bassin source (égalité des ratios entre la pluie nette et pluie brute). Il se construit donc en appliquant l’équation suivante :

$$C(t) = \begin{cases} \frac{\sum_{k=1-N}^{N-1} R^r(t+k)}{\sum_{k=1-N}^{N-1} R^d(t+k)} & \text{quand } \sum_{k=1-N}^{N-1} R^d(t+k) > R_{min}^d \\ 0 & \text{quand } \sum_{k=1-N}^{N-1} R^d(t+k) \leq R_{min}^d \end{cases} \quad (6.9)$$

avec R^d : la pluie brute du bassin source ;
 R^r : la pluie brute du bassin cible ;
 R_{min}^d : la valeur minimale de R^d pour calculer $C(t)$, $R_{min}^d \geq 0$;
 $(N * 2) - 1$: le nombre de mesures de pluie utilisées.

Le facteur de correction proposé est équivalent au ratio des moyennes mobiles centrées d'ordre impair des chroniques de pluie du bassin cible et du bassin source. L'idée d'un facteur de correction basé sur plusieurs valeurs de pluie est d'être à même de mieux considérer l'écart temporel qui peut séparer l'événement de pluie du bassin cible et du bassin source. Dans le cas où cet écart temporel est important, et/ou l'événement est de très courte durée, le facteur de correction $C(t)$ risque d'être toujours égal à 0. En effet, à aucun pas de temps une valeur supérieure à 0 de $R_r(t)$ ne pourra être comparée à $R_d(t)$ et réciproquement. Avec un facteur de correction $C(t)$ utilisant une moyenne mobile, ce problème peut être partiellement corrigé. L'effet de moyenne induit cependant une perte d'informations dans la description de l'événement pluvieux au cours du temps.

Ce facteur de correction est ensuite utilisé pour corriger la pluie nette estimée par inversion, avant de la transposer vers le bassin cible, de la manière suivante :

$$R_n^r(t) = C(t) \cdot R_n^d(t) \quad (6.10)$$

avec R_n^r : la pluie nette du bassin cible ;
 R_n^d : la pluie nette du bassin source.

Le paramètre R_{min}^d permet d'éviter une division par zéro. Pour ce travail, sa valeur a été fixée à $R_{min}^d = 0.01$ mm afin d'éviter que le facteur de correction $C(t)$ n'effectue des corrections sur des valeurs de pluie inférieures à la précision de la mesure elle-même. De plus, plusieurs valeurs de N ont été testées et la figure 6.13 rend compte de la qualité d'ajustement, toutes simulations confondues, des transpositions utilisant ce facteur de correction $C(t)$ pour des valeurs de N entre 1 et 4. On observe que de meilleurs résultats sont obtenus avec des valeurs de $N = 1$. La variabilité des résultats est alors cependant plus grande. Malgré cela, par la suite, seuls les résultats d'une correction avec un facteur $N = 1$ seront présentés. Le facteur de correction devient alors simplement :

$$C(t) = \begin{cases} \frac{R_r(t)}{R_d(t)} & \text{quand } R_d(t) > R_{min}^d \\ 0 & \text{quand } R_d(t) \leq R_{min}^d \end{cases} \quad (6.11)$$

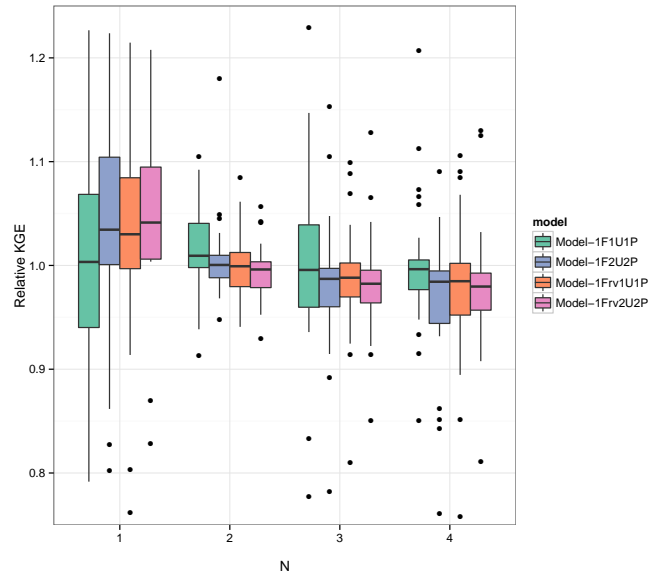


FIGURE 6.13 – Variabilité de la qualité d’ajustement de l’ensemble des transpositions en fonction du paramètre N au sein du critère C de correction de pluie nette inter-bassins. Pour obtenir un KGE relatif, une valeur moyenne de KGE par couple de bassins, par modèle et par valeur de N est calculée à partir de toutes les périodes de simulations. Chacune de ses valeurs est ensuite divisée par la moyenne obtenue sur ce couple de bassins et sur ce modèle toutes valeurs de N confondues.

6.4.2.2 Résultats de simulations

La figure 6.14 présente les résultats de simulations où la pluie nette a été corrigée par le facteur de correction $C(t)$. L’ensemble des modèles précédemment utilisés est ici repris et comparé à l’approche de modélisation unique de réseau (TF-network) ne prenant en compte ni la variabilité de la pluie intra-bassin, ni la variabilité de la pluie inter-bassins.

FIGURE 6.14 – \blacktriangleright *Qualités d'ajustement des simulations par transposition d'hydrogramme en moyenne sur l'ensemble des périodes de deux mois.*

Pour le modèle le plus simple, à savoir 1F1U1P, la qualité de simulation est le plus souvent équivalente ou inférieure à celle qui est obtenue avec TF-network. Cette approche ne semble donc apporter aucune amélioration. Par opposition, les autres modèles montrent généralement une amélioration des simulations. Plus particulièrement, la prise en compte de la variabilité inter-bassins semble avoir tout particulièrement un effet positif lorsque le modèle inversé considère également la variabilité intra-bassin (1Frv1U1P et 1Frv2U2P). Pour illustrer ce propos, la figure 6.15 montre les simulations obtenues sur la période de mai-juin 2012 à partir de l'ensemble des différents modèles. Lorsque la variabilité de la pluie inter-bassins n'est pas prise en compte, les différentes approches de modélisation aboutissent à des simulations relativement proches les unes des autres, mais pourtant bien au-dessus de la mesure de débit observé. Lorsque la variabilité de la pluie inter-bassins est prise en compte, les deux modèles considérant la variabilité intra-bassin sont relativement bien corrigés affectant non seulement la forme des hydrogrammes de crue simulés, mais aussi le débit de base. Ainsi on constate que la prise en compte de la variabilité de la pluie inter-bassins résout, en partie, le problème du débit de base qui peut varier d'un bassin à l'autre. La correction de ce débit de base est ici possible grâce un historique de pluie précédant la simulation mieux estimé pour le bassin cible.

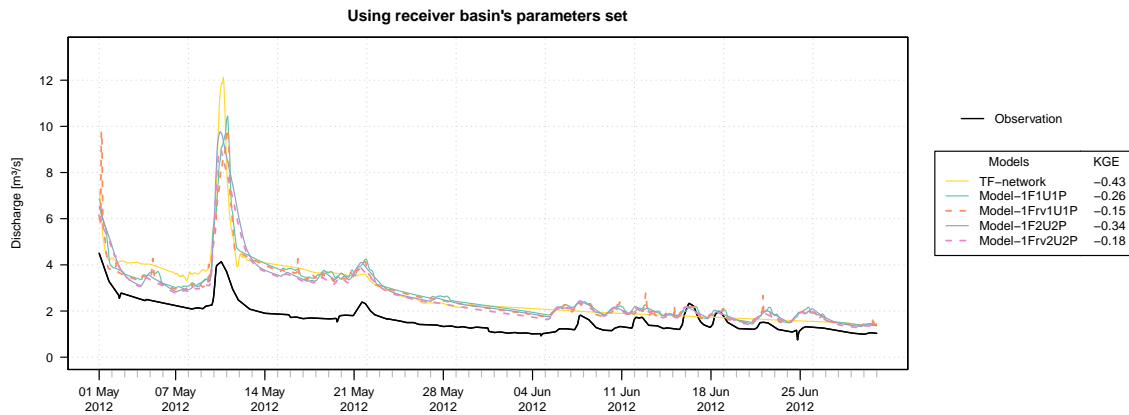
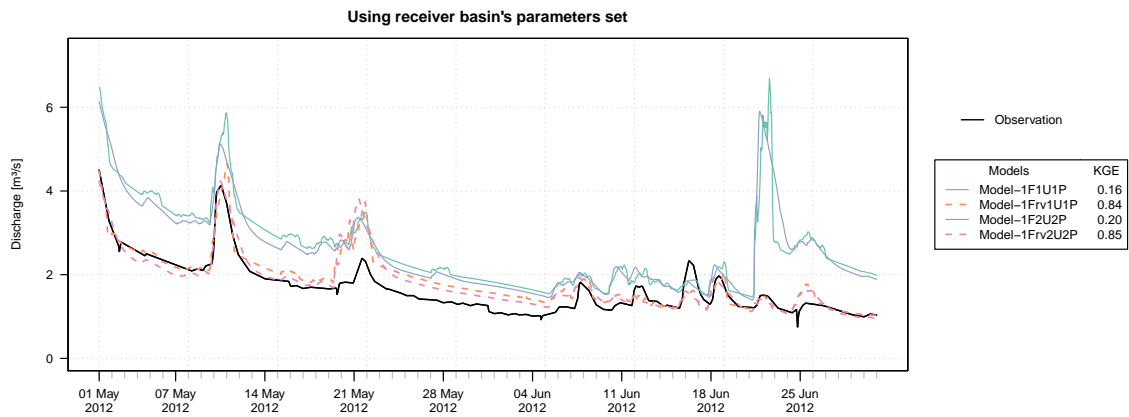
(a) *Sans tenir compte de la variabilité inter-bassins de la pluie*(b) *En tenant compte de la variabilité inter-bassins de la pluie*

FIGURE 6.15 – Résultats de simulations pour le bassin de la Claie à Saint-Jean-Brévelay à partir d'une transposition d'hydrogramme du Coët-Organ à Quistinic.

La figure 6.16 illustre le fait que les améliorations sont plus particulièrement importantes pour les bassins de la Claie à Saint-Jean-Bévelay et du Coët-Organ à Quistinic. En effet, relativement aux autres bassins qui sont tous des sous-bassins de l'Evel, ces deux bassins sont plus distants des autres. L'intérêt de la prise en compte de la variabilité de la pluie est donc légitimé.

FIGURE 6.16 – \blacktriangleright *Différence entre la moyenne des critères de KGE des simulations prenant en compte la variabilité inter-bassins de la pluie et la moyenne des critères de KGE ne la prenant pas en compte.*

Cependant, on remarque que cette amélioration se fait ressentir plus particulièrement lorsque ceux-ci prennent le rôle de bassins sources, et moins lorsque ceux-ci prennent le rôle de bassins cibles. Pour expliquer cela, l'hypothèse suivante peut-être formulée. Le facteur de correction $C(t)$ permet de corriger une pluie nette estimée sur un bassin source avant de la transposer sur un bassin cible par connaissance des pluies brutes de ces deux bassins. Cependant, la pluie nette transposée est avant tout dépendante de sa source elle-même. Une correction de cette pluie nette n'est donc possible que dans le cas où cette pluie nette existe pour le bassin source (cf. figure 6.17). Ainsi, lorsqu'une pluie est observée sur le bassin source, mais pas sur le bassin cible, le facteur de correction $C(t)$ pourra toujours réduire cette pluie nette à zéro au moment de sa transposition. À l'inverse, si une pluie est observée sur le bassin cible, mais totalement absente sur le bassin source, le facteur de correction ne pourra en aucun cas créer de lui-même la pluie nette correspondante. En d'autres termes, un bassin source présentant une pluviométrie plus importante est préférable à un bassin source présentant une pluviométrie plus faible. Or, Coët-Organ à Quistinic est justement le bassin qui présente la plus forte pluviométrie, ainsi que la Claie à Saint-Jean-Brévelay dans une moindre mesure, comme l'illustre la figure 5.9. Cette observation tend donc à confirmer cette hypothèse.

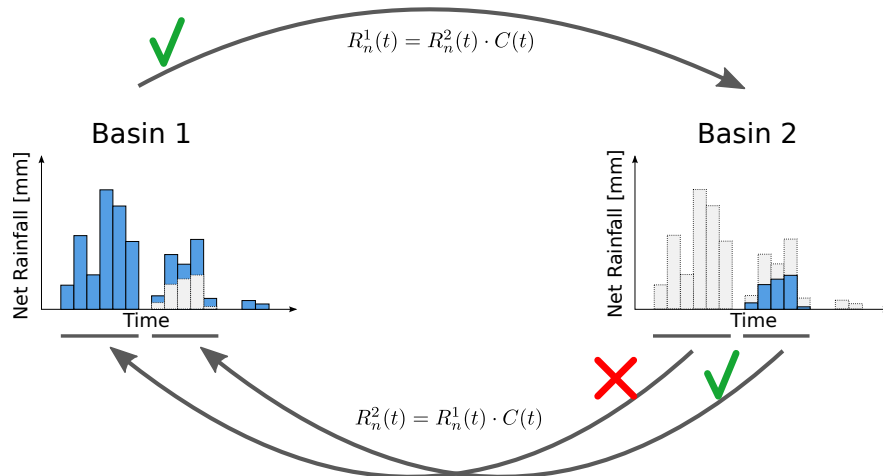


FIGURE 6.17 – *Présentation d'une limite du facteur de correction C dans la prise en compte de la variabilité inter-bassins de la pluie nette : lorsque aucune pluie nette n'est observée pour le bassin source à un instant t , la pluie nette ne peut être corrigée par C pour estimer celle du bassin cible.*

La figure 6.18 montre des dendrogrammes légèrement différents des précédents. En effet, la prise en compte de la variabilité de la pluie permet de redéfinir la similarité entre bassins. La raison à cela provient du fait que les différences météorologiques ont autant que possible été corrigées, ce qui permet de mieux regarder le réel comportement hydrologique de chaque bassin en dehors du forçage imposé par la pluie. Ainsi, les classifications ascendantes hiérarchiques utilisant les modèles 1Frv1U1P et 1Frv2U2P identifient la Claie à Saint-Jean-Brévelay comme étant relativement similaire à Frémeur à Guénin et Frémeur à Plumélia. La Claie à Saint-Jean-Brévelay est pourtant un bassin voisin d'une taille neuf fois supérieure à Frémeur à Guénin (23 fois à Frémeur à Plumélia) et ne partageant pas non plus la même rivière. Pour autant, l'étude physiographique les a identifiés comme relativement similaires (cf. partie 7.2.2), ce qui se vérifie ici.

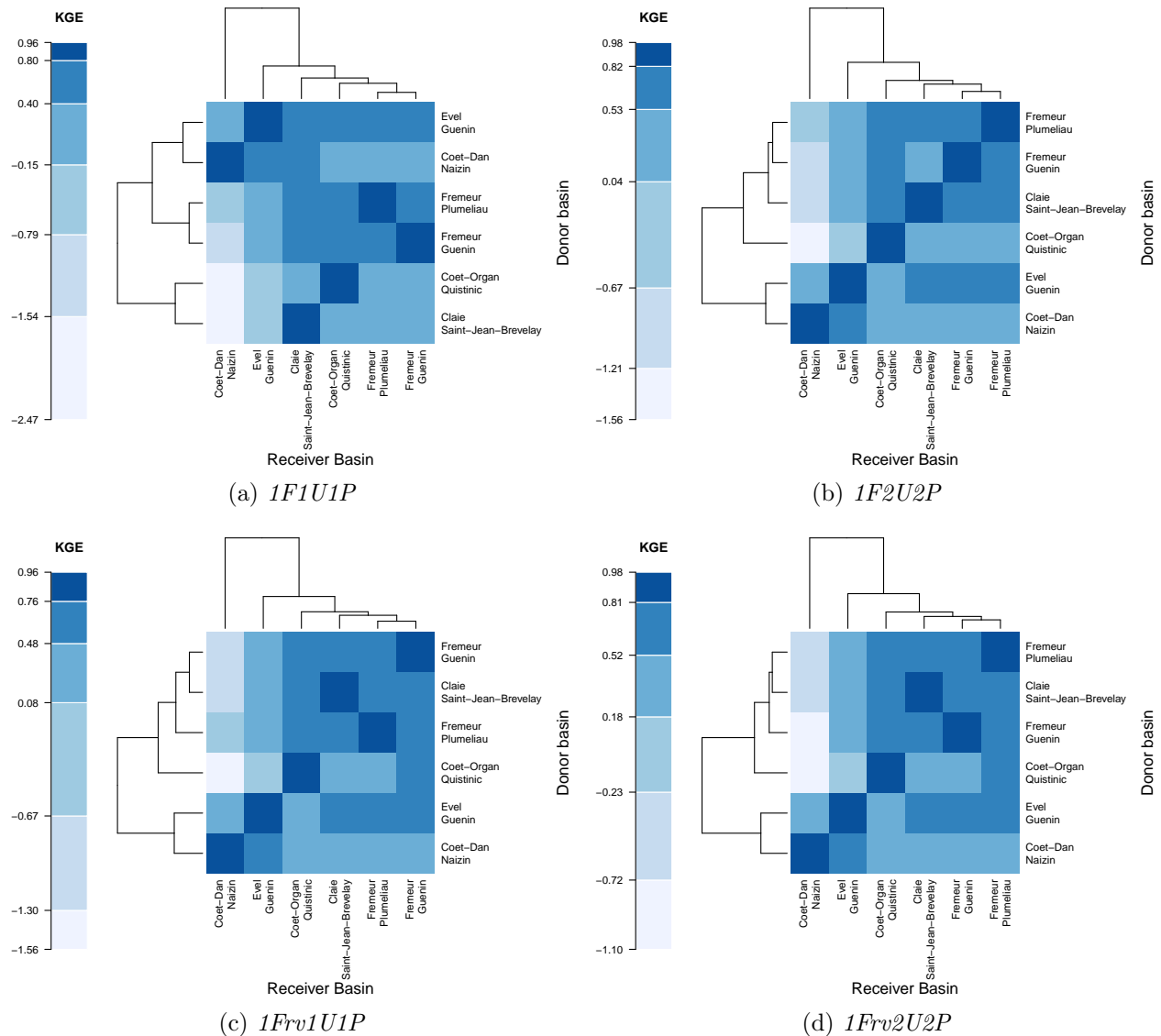


FIGURE 6.18 – Heatmaps de la qualité d'ajustement en moyenne pour l'ensemble des transpositions et pour quatre approches de modélisations prenant en compte la variabilité de la pluie inter-bassins. Les six classes de couleurs sont construites à partir de l'ensemble des valeurs de KGE de chaque matrice et en utilisant l'algorithme des k -moyennes (k -means).

6.5 Conclusion

La finalité de ce chapitre était de répondre à certaines limites de l'approche d'origine, telles que l'hypothèse d'homogénéité des versants entre le bassin cible et le bassin source, ou la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie au sein d'un bassin et entre les bassins où s'effectue une transposition d'hydrogramme. La figure 6.19 compare finalement

les simulations de la nouvelle approche proposée dans ce chapitre à celles qui sont effectuées par l'approche d'origine (chapitre 3). La comparaison est faite en utilisant le facteur de correction C (cf. équation 6.9). Même si les limites d'un tel facteur de correction de pluie nette ont été démontrées (cf. partie 6.4.2), le but est ici de finalement conclure sur le réel apport de l'approche proposée.

On constate que la modélisation la plus simple proposée (1F1U1P) conduit le plus souvent à une régression dans la qualité des simulations par rapport à l'approche d'origine (TF-network). Ce résultat est moins vrai lorsque cette même modélisation implémente la variabilité spatio-temporelle de la pluie (1Frv1U1P) puisque les résultats oscillent entre amélioration et dégradation suivant le couple de bassins et la saison.

FIGURE 6.19 – \blacktriangleright *Différence entre la moyenne des critères de KGE des simulations obtenues à partir des modèles 1F1U1P, 1F2U2P, 1Frv1U1P, 1Frv2U2P et la moyenne des critères de KGE des simulations obtenues par une modélisation unique du réseau (TF-network).*

Cependant, du graphique 6.19, il ressort également le fait que la modélisation 1F2U2P apporte de meilleures qualités de simulations en comparaison de l'approche d'origine, et ce pour la grande majorité des couples de bassins. On peut donc conclure sur un aspect généralement positif de cette nouvelle approche lorsque le modèle utilisé est performant, notamment ici grâce à la distinction des vitesses au sein du réseau et à travers le versant (cf. chapitre 5).

La Claie à Saint-Jean-Brévelay et le Coët-Organ à Quistinic apparaissent notamment comme les bassins sources pour lesquels les améliorations de simulation sont les plus visibles. De plus, sur Coët-Organ à Quistinic, la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie apparaît essentielle. Ce sont des bassins voisins, les autres étant tous des sous-bassins de l'Ével. On comprend donc que la nouvelle approche, grâce à une meilleure prise en compte de la variabilité de la pluie, autorise des transpositions plus difficiles, dans le sens où les

bassins sources sont plus éloignés et ne partagent aucun territoire en commun avec le bassin cible.

Selon la période de simulation, l'amélioration est plus ou moins importante. On constate que d'une manière générale, le bénéfice de l'approche proposée ici est plus important durant la période de mai-juin. En effet, durant cette période, les variabilités spatiales (notamment de la pluie) peuvent être relativement plus importantes que durant la période de novembre-décembre. Considérer cet effet permet d'améliorer les transpositions d'hydrogrammes entre bassins.

L'approche proposée ici (modélisation versant-réseau) demande cependant un paramétrage plus important que l'approche d'origine (modélisation réseau), et ce paramétrage pose question dans le cas d'un bassin cible entièrement non jaugé. L'animation de la figure 6.19 permet d'accéder aux résultats dans le cas où le jeu de paramètres est transféré du bassin source au bassin cible. On constate que malgré un nombre plus important de paramètres dans la nouvelle approche, celle-ci reste toujours plus efficace que l'approche d'origine pour les deux bassins précédemment repérés, à savoir la Claie à Saint-Jean-Brévelay et le Coët-Organ à Quistinic. Les résultats sur les autres bassins, et notamment les trois plus petits bassins, montrent au contraire plutôt une détérioration de la qualité des transpositions. Ce constat illustre bien une des limites de l'approche proposée, à savoir l'ajout d'une difficulté supplémentaire d'estimation des paramètres pour le bassin non jaugé. Cette difficulté est aussi présente dans l'approche d'origine, mais limitée à un seul paramètre : la vitesse d'écoulement dans le réseau hydrographique. Cette difficulté ajoute cependant une opportunité au modélisateur de faire valoir ses connaissances du bassin cible (eg. jaugeage partiel, méthode de régionalisation, etc.). Dans le cas où aucune information ne semble accessible pour le bassin cible, l'approche d'origine pourrait être privilégiée afin de réduire l'incertitude liée à la transposition d'un trop grand nombre de paramètres.

Enfin, l'approche proposée dans ce chapitre a permis de redéfinir le choix d'un bassin source en fonction d'un bassin cible, même si l'on répond à cette question *a posteriori*, après que toutes les combinaisons de bassins aient été effectuées. En effet, la prise en compte de la variabilité de la pluie a fait apparaître des similarités entre bassins qui apparaissaient moins clairement auparavant. Il est notamment apparu grâce aux méthodes de classifications ascendantes hiérarchiques une similarité hydrologique entre la Claie à Saint-Jean-Brévelay et les bassins du Frémeur. Ainsi, en gommant les différences météorologiques entre le bassin source et le bassin cible, l'approche proposée au fil de ce chapitre autorise un plus large choix de bassins sources pour un bassin cible donné. À terme, le modélisateur pourra choisir un bassin source en se focalisant uniquement sur des critères physiographiques, sans avoir à caractériser la similarité météorologique avec le bassin cible. Cependant, en dehors d'une similarité météorologique, cette similarité physiographique est difficile à construire et à évaluer (cf. partie 7.2 qui suit), et si une plus forte similarité entre la Claie à Saint-Jean-Brévelay et les bassins du Frémeur a ici été mise en évidence, elle reste difficile à traduire d'un point de vue naturaliste.

La pluie nette, une variable transposable

Sommaire

7.1	Regard sur les chroniques de pluie nette	147
7.1.1	Pluie nette en pied de versant	148
7.1.2	Pluie brute amortie	150
7.1.2.1	Sans prise en compte de la variabilité de la pluie	150
7.1.2.2	Avec prise en compte de la variabilité de la pluie	152
7.2	Choix d'un bassin source en fonction d'un bassin cible	157
7.2.1	Comparaison des chroniques de pluie nette	158
7.2.2	Similarité physiographique des bassins	161
7.3	Transposition multiple de pluie nette	166
7.3.1	Stratégie	166
7.3.2	Cas des sous-bassins du Blavet et de l'Oust	167
7.3.2.1	Visualisation graphique d'un ensemble de transpositions	167
7.3.2.2	Combinaison de bassins sources	170
7.3.3	Cas de la Baie de Saint-Brieuc	173
7.3.3.1	Présentation de la baie	173
7.3.3.2	Combinaison de bassins sources	176
7.3.3.3	L'effet d'un barrage	178
7.3.3.4	Comparaison à TNT2	179
7.3.3.5	Modélisation d'une baie entière	184
7.4	Conclusion	186

7.1 Regard sur les chroniques de pluie nette obtenues par inversion

Cette partie s'intéresse à l'aspect des chroniques de pluie nette obtenues par inversion afin de discuter, d'une part de sa réalité physique, et d'autre part de sa transposabilité entre bassins versants.

La pluie nette n'étant pas une variable mesurable, sa réalité physique sera discutée à travers l'allure graphique des courbes obtenues et à travers une comparaison aux mesures ayant servi à son estimation (pluie brute, débit spécifique).

La transposabilité de la pluie nette est une question centrale puisque l'inversion recherche justement à estimer une variable vis-à-vis de laquelle l'effet particulier de chaque bassin a été gommé autant que possible : par exemple, la pluie nette de versant devrait être comparable quelle que soit la taille du bassin. Mais est-ce réellement le cas ? Pour répondre à cette question, l'analyse se basera sur une comparaison entre bassins des chroniques de pluie nette.

7.1.1 Pluie nette en pied de versant

La pluie nette de versant est la pluie nette estimée par inversion d'une fonction de transfert du réseau hydrographique. Il s'agit de l'approche du chapitre 3 ou de l'approche nommée TF-network dans le chapitre 6. La figure 7.1 permet de comparer ces chroniques de pluie nette entre bassins versants ainsi qu'aux chroniques de débit à l'exutoire de ces bassins. Rappelons que ces chroniques de débit constituent l'information source de l'estimation de la pluie nette pour chacun des bassins.

On constate tout d'abord qu'une oscillation est encore visible sur certains bassins, notamment sur le Coët-Organ à Quistinic. Cette oscillation se remarque graphiquement par une décroissance dans les chroniques de pluie nette avant une crue. Une stratégie de calibration de l'inversion visant à réduire ces oscillations avait pourtant été mise en place dans la partie 6.2 précédente. La stratégie consistait en une optimisation automatique du paramétrage de l'inversion sur les paramètres les plus sensibles, suivie d'une modification manuelle des paramètres sensibles suivants afin de redonner à la chronique de pluie nette une allure vraisemblable (sans oscillations). Dans les faits, cette intervention manuelle s'est limitée à une correction systématique du paramètre Bp . L'exploration graphique des chroniques de pluie nette montre que suivant le bassin, et suivant la période de simulation, certaines oscillations peuvent encore persister. Dans ces cas, la pluie nette estimée par inversion s'éloigne d'une réalité physique. À l'inverse, la figure 7.1 montre également des bassins où cette stratégie semble avoir relativement bien fonctionné dans le sens où la chronique de pluie nette prend l'allure d'un hydrogramme relativement proche de l'attente.

D'une manière générale, en comparaison du débit spécifique de la figure 7.1b, les chroniques de pluie nette présentent des variations plus courtes, à savoir une crue et une décrue plus rapides, accompagnées d'une valeur maximale du pic d'écoulement plus forte. En effet, on peut comprendre que la fonction de transfert du réseau aura tendance à adoucir le pic de pluie nette en pied de versant en l'étalant au fil du temps vers l'exutoire. L'inversion de cette fonction de transfert conduit donc bien à l'inverse de cet adoucissement. On peut ici faire l'hypothèse qu'il s'agit de la contrepartie bénéfique de l'oscillation, puisque cet adoucissement sera d'autant mieux compensé que l'oscillation est forte.

De plus, on constate que l'apport de l'inversion se fait ressentir principalement au cours des crues. Le débit de base ne semble quant à lui pas touché par l'inversion. On reconnaît ici une réalité physique au fait que la difficulté à estimer heure par heure la contribution du versant se situe principalement au cours d'une crue. En dehors de cela, la contribution du versant se relie plus facilement au débit observé à l'exutoire.

La comparaison des pluies nettes entre bassins illustre bien l'hypothèse simplificatrice

effectuée lors de la transposition d'une pluie nette d'un bassin à l'autre. En effet, chaque bassin décrit une pluie nette qui lui est propre. Notamment, le débit de base peut être assez différent suivant le couple de bassins choisi. Ceci peut déjà être observé à partir des chroniques de débit et l'inversion elle-même ne peut permettre de résoudre cette question.

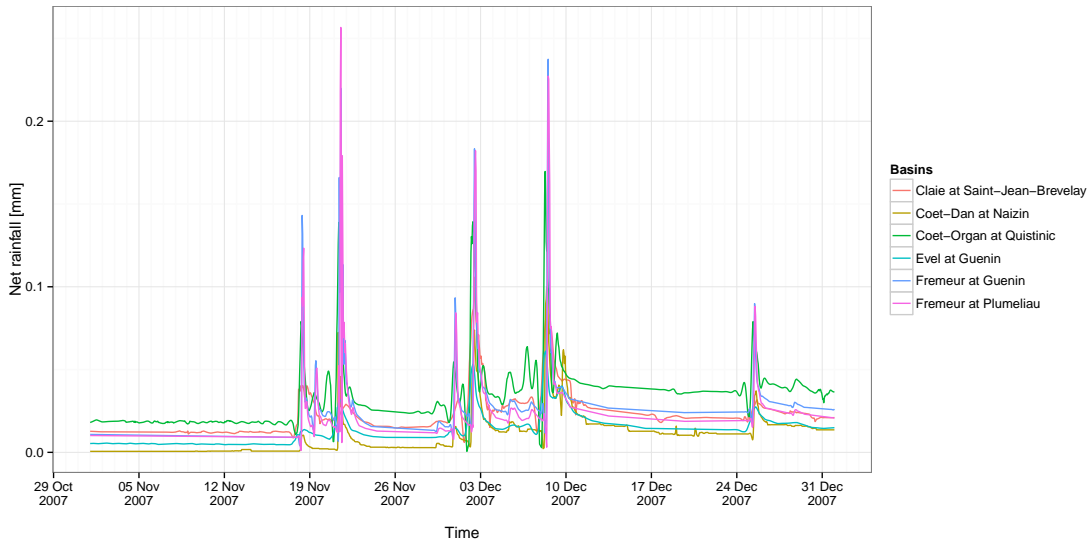
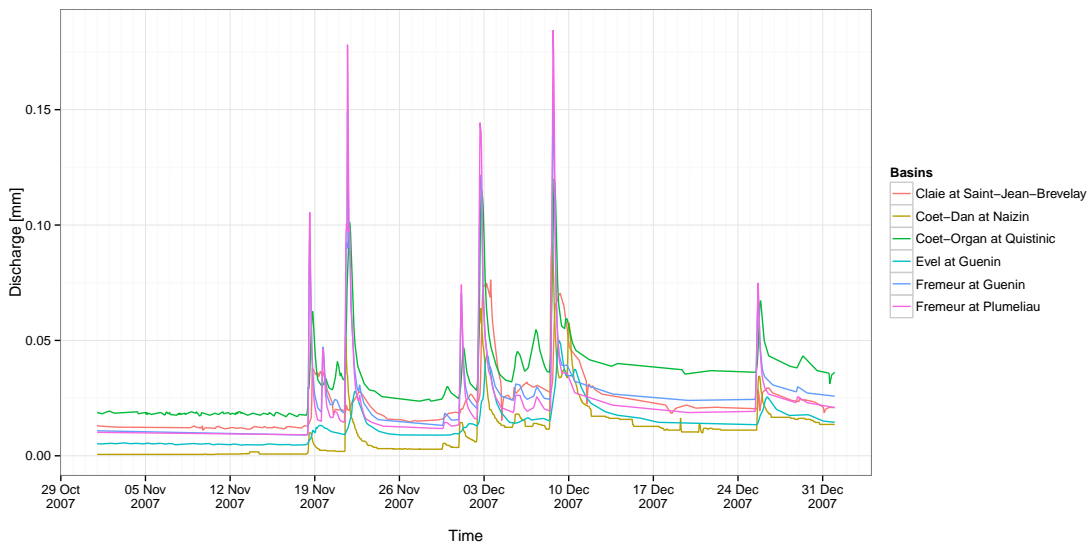
(a) *Pluie nette obtenue par inversion*(b) *Débit spécifique*

FIGURE 7.1 – *Exemple de chroniques de pluie nette obtenues par inversion des fonctions de transfert de réseau pour les six bassins d'études du Blavet et de l'Oust, et en comparaison à la donnée source de l'inversion, à savoir les chroniques de débit des bassins correspondants.*

En illustration de la variabilité du volume de pluie nette selon les différents bassins versants, la figure 7.2 présente le cumul de pluie nette de versant, en comparaison du cumul de

pluie brute. Au départ de ce cumul, la pluie nette est supérieure à la pluie brute. On explique ce constat par le fait que la pluie nette en pied de versant prend également en compte les écoulements issus des pluies précédentes. Ensuite, on constate que chaque bassin conduit à un cumul de pluie brute différent. Mais la variabilité entre les bassins des cumuls finaux n'est pas aussi importante pour la pluie brute que pour la pluie nette. On peut expliquer ce constat par le fait que la variabilité des cumuls finaux est la résultante des variabilités du cumul de pluie brute d'une part, et des processus de production d'autre part (traduction de la pluie brute en pluie nette). Ces deux points sont importants vis-à-vis de la transposabilité : si le premier point a été traité dans le chapitre précédent, le deuxième point reste une perspective pour les travaux futurs.

En conclusion, l'inversion permet bien d'augmenter la transposabilité d'un hydrogramme en gommant l'effet du réseau particulier à chaque bassin. Une fois cette chronique transposée vers un autre bassin, il sera ensuite possible de lui redonner une singularité par connaissance de la fonction de transfert du réseau de ce deuxième bassin. En d'autres termes, la transposabilité est augmentée au regard de la dynamique du réseau au cours du temps. Cependant, la transposabilité n'est pas augmentée au regard du volume d'eau transposé entre bassins si bien que, en particulier, les problèmes d'estimation du débit de base ne sont pas corrigés.

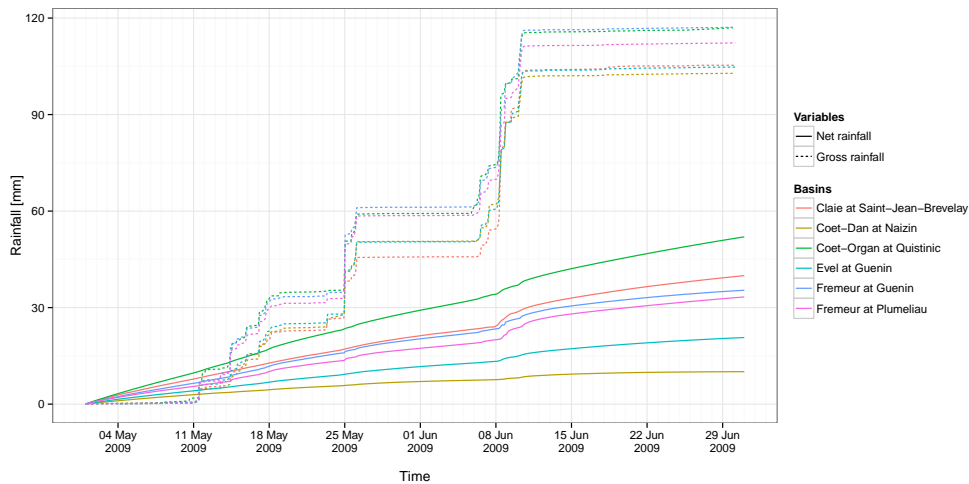


FIGURE 7.2 – Comparaison du cumul de pluie brute au cumul de pluie nette estimée par inversion des fonctions de transfert de réseau des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust.

7.1.2 Pluie brute amortie

7.1.2.1 Sans prise en compte de la variabilité de la pluie


Cette partie s'intéresse à la pluie nette obtenue lors de l'inversion d'un modèle versant/réseau, à savoir l'approche proposée dans le chapitre précédent sous les noms 1F1U1P, 1F2U2P, 1Frv1U1P et 1Frv2U2P.

Tout d'abord, la figure 7.3 permet de constater que les chroniques de pluie nette estimée par inversion et de pluie brute présentent des allures comparables, à savoir un hyétogramme

présentant des impulsions discontinues dans le temps. Ce constat est positif, car l'estimation de cette pluie nette se rapproche d'une réalité physique alors que le point de départ de l'inversion est une chronique de débit bien différente.

De plus, on constate généralement une bonne synchronisation de la pluie nette estimée par inversion avec la pluie brute, ce qui va également dans le sens d'une réalité physique de cette chronique de pluie nette. Pour cette même raison, une correction inter-bassins de la pluie sur un pas de temps d'une heure semble être adaptée (cf. partie 6.4.2.1).

La comparaison des pluies nettes entre bassins permet de visualiser le fait que, malgré un événement pluvieux qui peut sembler assez homogène entre les bassins, les chroniques de pluie nette qui en résultent peuvent être, au final, assez différentes les unes des autres en termes de volume apporté au fil des heures. On visualise ici la variabilité de la production d'écoulement entre les bassins. Même si aucune correction n'est proposée ici, on comprend que l'approche pourrait potentiellement en tenir compte puisque la variable à corriger est ici accessible et comparable entre bassins. Outre ces questions de volume, l'allure temporelle des chroniques de pluie nette est assez semblable entre bassins, ce qui constitue un point en faveur de la transposabilité de cette chronique.

FIGURE 7.3 –  *Comparaison des chroniques de pluie nette estimée par inversion des fonctions de transfert de versant/réseau 1F2U2P des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust, en comparaison des chroniques de pluie brute correspondante.*

On observe cependant aussi quelques estimations de pluie nette qui semblent s'éloigner de la vraisemblance attendue. Notamment, on observe des pluies nettes qui peuvent ponctuellement être supérieures à la pluie brute ; même si, d'une manière générale, la logique d'une pluie brute amortie est respectée. De même, on constate des valeurs de pluie nette supérieure à zéro alors qu'aucune pluie brute n'est observée. Ces valeurs sont cependant très proches de zéro (cellules de couleur blanche sur la figure 7.3).

La figure 7.4, à la manière de la figure 7.2 précédente, montre le cumul des pluies nettes estimées par inversion d'un modèle versant/réseau en comparaison avec le cumul de pluie brute. On constate que le cumul de pluie nette est bien inférieur au cumul de pluie brute,

et d'un ordre de grandeur similaire à celui de la figure 7.2. Cela permet de conclure que les quelques surestimations de la pluie nette sont mineures d'un point de vue général. Malgré cela, afin d'améliorer la réalité physique des chroniques de pluie nette estimées par inversion, il semblerait nécessaire de poser une contrainte d'infériorité de la pluie nette à la pluie brute pour ces modèles versant/réseau.

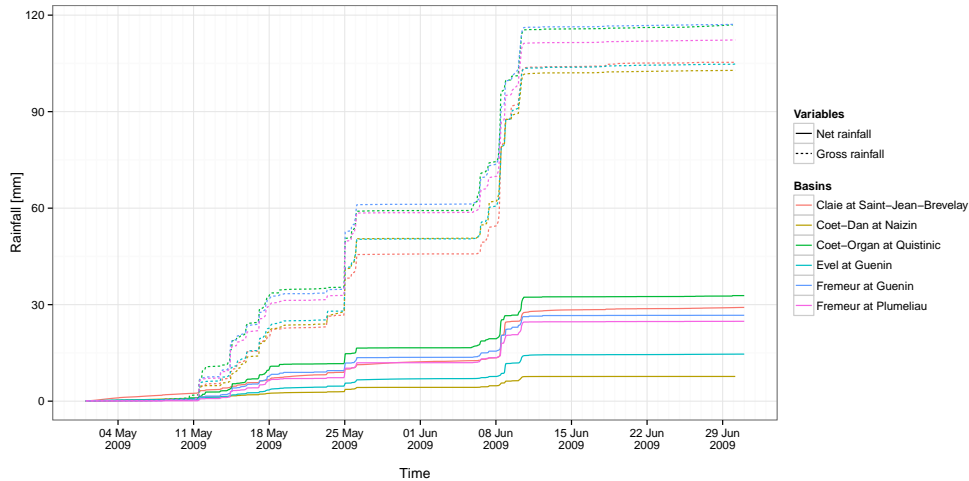


FIGURE 7.4 – Comparaison du cumul de pluie brute et du cumul de pluie nette estimée par inversion des fonctions de transfert de versant/réseau 1F2U2P des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust.

7.1.2.2 Avec prise en compte de la variabilité de la pluie

Avec correction de la pluie intra bassin Le chapitre 6 a permis d'élaborer l'inversion d'un modèle considérant la variabilité spatio-temporelle de la pluie. La figure 7.5 présente quelques exemples de pluie nette estimée par ces modèles (1Frv1U1P et 1Frv2U2P) en comparaison des modèles qui ne la considèrent pas (1F1U1P et 1F2U2P). L'effet est surtout visible pour le modèle 1F1U1P enrichi par une prise en compte de la variabilité de la pluie, qui conduit à des chroniques de pluie nette assez similaires de ce que fournissent les modèles plus complexes 1F2U2P et 1Frv2U2P. L'effet remarqué est principalement un décalage temporel, le plus souvent d'une heure (un pas de temps), de la chronique de pluie nette. D'une manière générale, on constate que la prise en compte de la matrice de variabilité ne modifie pas beaucoup la chronique de pluie nette estimée par inversion du modèle 1F2U2P. Ce résultat a déjà été constaté dans le sens direct (chapitre 5) et plusieurs hypothèses sur les raisons de cette absence d'effet de la matrice de variabilité sur les simulations ont déjà été formulées (cf. partie 5.3.2.1).

FIGURE 7.5 – \blacktriangleright *Comparaison des chroniques de pluie nette obtenues par inversion entre les différentes approches de modélisation prenant en compte la variabilité de la pluie intra-bassin (1Frv1U1P et 1Frv2U2P) ou non (TF-network, 1F1U1P et 1F2U2P) pour les six bassins d'études du Blavet et de l'Oust. Les mesures de pluie brute sont rajoutées comme points de comparaison.*

La figure 7.6 permet d'observer les différences en termes de cumuls de pluie nette en comparaison des différentes approches de modélisation. Tout d'abord, on constate que la modélisation unique du réseau (TF-network) aboutit à un cumul de pluie assez proche de ce que produit une modélisation versant/réseau. Le cumul final apparaît être supérieur, mais il faut rappeler qu'au point de départ de la courbe, la pluie nette en pied de versant (estimée par TF-network) prend en considération également les pluies précédentes, ce qui explique un cumul final plus important. Ce résultat permet donc de vérifier une certaine cohérence entre les approches de modélisation sur le volume de la pluie nette estimée par inversion.

De même que pressenti pour la figure 7.5, l'effet de la prise en compte de la variabilité de la pluie est assez limité en termes de volume de pluie estimée, puisque les courbes obtenues avec les modèles 1F1U1P et 1F2U2P sont très proches de leurs équivalentes obtenues avec les modèles 1Frv1UP et 1Frv2U2P avec prise en compte de la matrice de variabilité. En effet, les différences en termes de cumuls finaux sont plus marquées entre les modèles eux-mêmes que par la prise en compte de la variabilité de la pluie. Ceci est un point cohérent. En effet, le rôle de la matrice de variabilité est uniquement d'améliorer le phasage temporel de la simulation compte tenu de la configuration spatio-temporelle plus ou moins hétérogène de l'événement pluvieux. Les deux graphiques précédents permettent donc de vérifier que ce rôle

est conservé au cours de l'inversion, puisque seul le phasage temporel de la pluie nette est modifié, le volume restant identique. Ce point n'était pas sûr, puisque la fonction de transfert inversée est bien plus complexe lorsqu'elle considère la matrice de variabilité

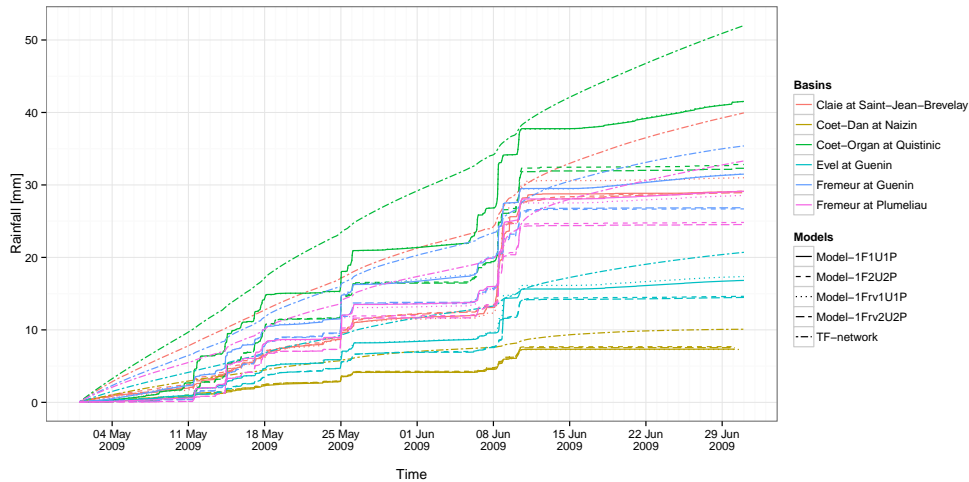


FIGURE 7.6 – Comparaison du cumul de pluie brute au cumul de pluie nette estimée par inversion des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust.

Avec correction de la pluie inter-bassins Le chapitre 6 a également permis de construire un facteur de correction de la pluie nette lorsque celle-ci est transposée vers un second bassin. Ce facteur se base sur les différences de pluie brute observées entre le bassin cible et le bassin source. Ainsi, chaque chronique de pluie nette obtenue par inversion avec le bassin source est corrigée en fonction de chaque bassin cible. La figure 7.7 présente ces chroniques de pluie nette, pour chaque bassin cible recevant de chacun des autres bassins une pluie nette corrigée.

Aide de lecture à la figure 7.7 : La figure permet tout d'abord d'observer les chroniques de pluie brute de chaque bassin et d'imaginer un facteur de correction pour un couple de bassins source/cible donné, suivant l'équation 6.11, à savoir le ratio de chaque valeur de pluie brute du bassin cible sur celle du bassin source. Ce facteur est ensuite appliqué à la chronique de pluie nette obtenue par inversion avec le bassin source pour estimer la chronique de pluie nette du bassin cible.

FIGURE 7.7 – \blacktriangleright *Chroniques de pluie nette obtenues par inversion d'une fonction de transfert versant/réseau 1F2U2P des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust, puis corrigées pour être transposées vers d'autres bassins cibles. Ces chroniques peuvent être comparées aux chroniques de pluie brute (ayant servi à la construction des facteurs de correction) et aux chroniques de pluie nette sans correction.*

La figure 7.7 permet par exemple de visualiser que le 13 juin 2007, la Claie à Saint-Jean-Brévelay a reçu une pluie plus importante que le bassin du Coët-Organ à Quistinic. Ceci se traduit par une chronique de pluie nette plus forte pour le bassin de la Claie que pour celui du Coët-Organ. Sur la base de ce constat, lorsque la pluie nette du bassin de la Claie est transposée vers le Coët-Organ, elle est réduite par rapport à la pluie nette directement obtenue par inversion. Cette réduction, selon le facteur de correction décrit par l'équation 6.11, permet de rapprocher la pluie nette du bassin source de celle du bassin cible. Inversement, lorsque la pluie nette du Coët-Organ est transposée vers le bassin de la Claie,

ses valeurs de pluie nette sont ponctuellement amplifiées. On vérifie donc dans ce cas la cohérence de l'opération effectuée par ce facteur de correction.

Cependant, l'exploration graphique d'autres dates, permise par l'animation PDF de la figure 7.7, amène à constater une des limites du facteur de correction. Dans certaines situations, une pluie plus forte sur un bassin donné ne produit pas toujours une pluie nette également plus forte que sur les autres bassins. Or le facteur de correction se base sur la pluie brute observée, et non sur la pluie nette (cas idéal, mais inaccessible à la mesure). Dans ce cas, le facteur de correction joue un rôle négatif dans la transposition de la pluie nette entre bassins. Ceci s'explique par l'hypothèse simplificatrice sous-jacente à ce facteur de correction, à savoir d'un coefficient de ruissellement identique pour les bassins cible et source. Cette hypothèse n'est évidemment pas toujours vérifiée, comme le prouvent les figures 7.4 et 7.6 avec des cumuls de pluie nette plus variables entre bassins que les cumuls de pluie brute.

De plus, on constate que le facteur de correction ne permet pas d'homogénéiser totalement la pluie nette entre les bassins sources pour un bassin cible donné comme on pourrait le souhaiter. En effet, on pourrait souhaiter qu'avec le facteur de correction sur un bassin cible donné, l'ensemble des transpositions depuis les bassins sources possibles converge vers une même estimation de la pluie nette. Dans les faits, on constate que globalement la dynamique de la pluie nette est conservée lorsqu'elle est transposée d'un bassin à un autre. Ceci s'explique de par le fait qu'on observe des dynamiques plus variées entre bassins sur les chroniques de pluie nette, et plus homogènes sur les chroniques de pluie brutes. Par conséquent, un facteur de correction basé uniquement sur la pluie brute ne peut suffire totalement, même si son effet apparaît être globalement positif.

Une autre limite au facteur de correction est qu'il peut, tout comme l'inversion elle-même, conduire à une estimation de la pluie nette supérieure à la pluie brute (exemple du 5 mai 2008 avec une transposition effectuée du Coët-Dan à Naizin vers la Claie à Saint-Jean-Brévelay, figure 7.7). On s'éloigne donc dans ce cas d'une réalité physique de la pluie nette ainsi estimée. Ce cas est cependant assez rare et très ponctuel (un pas de temps) d'après la lecture graphique des chroniques. Ce biais correspond le plus souvent à un dénominateur très faible du facteur de correction de l'équation 6.11 qui conduit à une forte correction. Pour cette raison, une valeur plus forte de R_{min}^d semblerait mieux adaptée.

Enfin, la figure 7.8 illustre l'effet du facteur de correction sur le cumul total de la pluie nette transposée. Elle permet ainsi de juger de l'effet positif ou négatif de ce facteur en termes de volume de pluie nette transposée par chaque bassin source. Par exemple, on observe que dans le cas où le bassin cible traité est le bassin de la Claie à Saint-Jean-Brévelay, le facteur de correction a généralement un effet positif. En effet, les courbes de cumul de pluie nette corrigée des bassins sources tendent à se rapprocher de celle du bassin cible ; sans pour autant permettre la superposition parfaite. Malgré tout, on observe par exemple une relativement bonne superposition de la courbe de cumul de pluie nette du Coët-Organ à Quistinic à celle du bassin cible de la Claie, et ce durant toute la période de mi-mai à mi-juin 2007. Suite à l'épisode pluvieux du 24 juin, cette tendance s'inverse (la courbe de cumul sans correction est plus proche de celle du bassin cible que ne l'est la courbe avec correction).

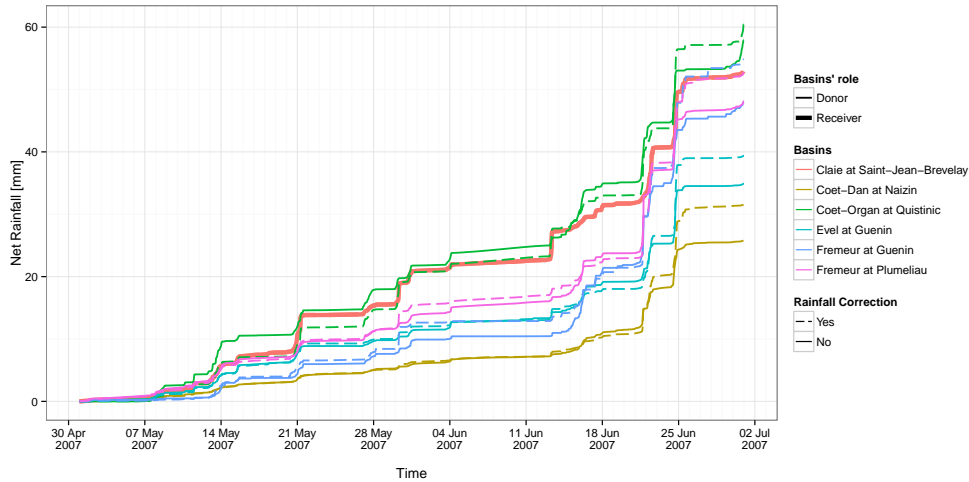


FIGURE 7.8 – Comparaison du cumul de pluie brute au cumul de pluie nette estimée par inversion d'un modèle versant/réseau 1F2U2P des six bassins d'études du Blavet et de l'Oust, avec prise en compte d'un facteur de correction de la pluie inter-bassins.

On illustre ainsi, par ces exemples, la difficulté à corriger la pluie nette lors d'une transposition entre bassins. Les figures précédentes auront montré que l'observation seule de la pluie brute reste dans certains cas encore insuffisante pour corriger la pluie nette de chaque bassin. En effet, même si l'examen de la pluie brute peut permettre quelques corrections efficaces, la non-linéarité de la relation entre la pluie brute et la pluie nette pose une limite à une telle correction. Une correction efficace de la pluie nette transposée devrait non seulement décrire la variabilité inter-bassins de la pluie brute, mais également chercher à estimer comment celle-ci est ensuite amortie (interception, évaporation, etc.) et traduite en pluie nette. Une estimation relative, d'un bassin envers l'autre au sein du couple cible/source, de cette production de pluie nette devrait dans ce cas être envisagée.

7.2 Choix d'un bassin source en fonction d'un bassin cible

Les chapitres précédents ont cherché à améliorer la transposabilité des chroniques de pluie nette d'un bassin source vers un bassin cible. La réflexion s'est donc construite sur l'analyse de couples de bassins, et sur les manières de corriger cette chronique de pluie nette pour s'approcher de celle du bassin cible. En d'autres termes, la question posée était : au départ d'une station de mesure, comment permettre la transposition de ces mesures de débit vers d'autres bassins voisins ou emboîtés ? À l'inverse, la question posée ici est : au départ d'un point d'intérêt non jaugé, comment choisir une station de mesure qui permettrait d'obtenir les meilleures simulations ? Bien entendu, cette question se pose dans le cas où plusieurs stations de jaugeage sont disponibles autour du point d'intérêt.

Le chapitre 3 répond partiellement à cette question. En effet, il a permis de montrer que la similarité des chroniques de pluie nette entre le bassin source et le bassin cible est la clé d'une transposition d'hydrogramme réussie entre ces derniers. Ceci a été démontré à

travers la création d'événements pluvieux virtuels imposant une pluie nette homogène entre les bassins. Il en résulte des transpositions d'hydrogrammes très proches du débit observé.

Dans la réalité, les chroniques de pluie nette sont variables d'un bassin à un autre et la partie 7.1 précédente en est l'illustration. La réponse est donc insatisfaisante, puisque la similarité des chroniques de pluie nette n'est pas facilement accessible, surtout pour un bassin non jaugé. La question est donc de savoir, s'il existe des critères facilement observables permettant d'améliorer la sélection du bassin source.

Pour tenter de répondre à cette question, la partie 7.2.1 s'attachera à décrire la similarité des chroniques de pluie nette pour les bassins du Blavet et de l'Oust ; tandis que, ensuite, la partie 7.2.2 recherchera des descripteurs de bassins qui semblent sous-entendre cette similarité des chroniques de pluie nette.

7.2.1 Comparaison des chroniques de pluie nette

La méthode proposée pour comparer les chroniques de pluie nette est une classification ascendante hiérarchique. D'autres méthodes de classification sont possibles et notamment régulièrement utilisées dans les méthodes de régionalisation mais la hiérarchisation a été choisie ici pour permettre de mieux répondre à la question posée de l'optimisation du choix d'un bassin source en fonction d'un bassin cible donné.

La comparaison des chroniques de pluie nette utilise les chroniques obtenues par inversion dans le chapitre 6 à partir de 12 périodes de 2 mois (novembre-décembre et mai-juin) entre 2006 et 2012. Ainsi chaque bassin est décrit par le vecteur de concaténation des 12 chroniques de pluie nette. Le principe est basé sur le fait que les pluies nettes (pluie nette de versant par l'approche TF-network, ou pluie brute amortie par l'approche 1F2U2P) sont indépendantes de l'échelle du bassin et peuvent donc être comparées et utilisées pour calculer une dissimilarité entre elles. La partie 7.1 précédente était justement au service de cette question en comparant les pluies nettes entre bassins. Une analyse comparative des chroniques de pluie nette obtenues par chaque modélisation versant/réseau a été effectuée, cependant seuls les résultats obtenus avec le modèle 1F2U2P sont présentés ; d'une part car ce modèle est plus performant que 1F1U1P (chapitres 5 et 6), et d'autre part car les résultats de classification avec 1Frv1U1P et 1Frv2U2P sont très similaires.

Les classifications ascendantes hiérarchiques Les classifications ascendantes hiérarchiques se décomposent en deux grandes étapes (plus de détails sont donnés notamment par Hartigan (1975); Gordon (1999); Abonyi & Feil (2007); Everitt et al. (2011)) :

1. Calcul d'une dissimilarité entre les individus. Cette dissimilarité peut être calculée de différentes manières. La distance euclidienne (somme des carrés des écarts) ou la distance de Manhattan (somme des valeurs absolues des écarts) sont notamment souvent utilisées. Elle aboutit à une matrice de dissimilarité utilisée dans l'étape suivante.
2. Regroupement d'individus similaires en classes. Au départ, chaque individu forme une classe, puis la classification fonctionne par itérations. Chaque itération permet de regrouper deux classes, celles qui présentent le minimum de dissimilarité. Lorsqu'une classe est composée de plusieurs individus, il est nécessaire de définir la méthode permettant de calculer la distance entre deux classes. Une fois de plus, plusieurs méthodes sont possibles. Le plus souvent, la distance entre deux classes se définit comme la distance minimale (saut minimum, "single linkage") ou maximale (saut maximum, "complete linkage") entre deux individus de chaque classe, ou encore comme la moyenne des distances entre individus de chaque classe (saut moyen, "group average linkage"). Pas à pas les classes sont ainsi regroupées jusqu'à l'obtention d'une seule classe et le cheminement de ces itérations peut être visualisé sous la forme d'un dendrogramme.

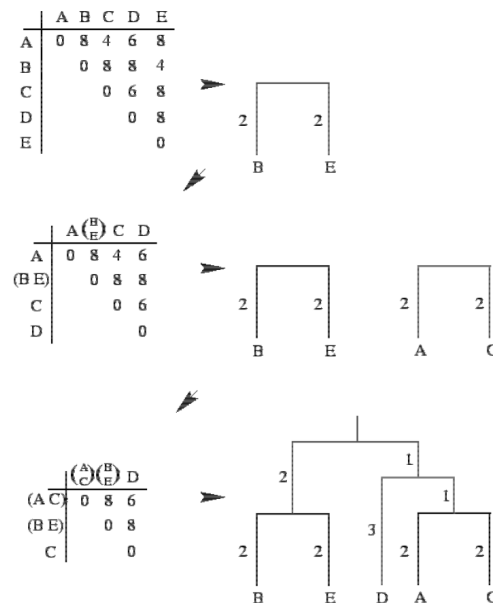


FIGURE 7.9 – Exemple de construction d'un dendrogramme à partir d'une matrice de dissimilarité (Abonyi & Feil, 2007).

Afin de calculer la dissimilarité des chroniques de pluie nette, deux méthodes de distance ont été testées : la distance euclidienne et la distance de Manhattan. Ces deux distances sont équivalentes à deux critères de qualités d'ajustement souvent utilisés pour comparer deux séries temporelles (simulations et observations) : ce sont la racine carrée de la moyenne des erreurs quadratiques (relativement équivalente à la distance euclidienne), et la moyenne

des erreurs absolues (relativement équivalente à la distance de Manhattan). La méthode de regroupement utilisée pour la classification est basée sur le saut maximum ("complete linkage", cf. encadré précédent).

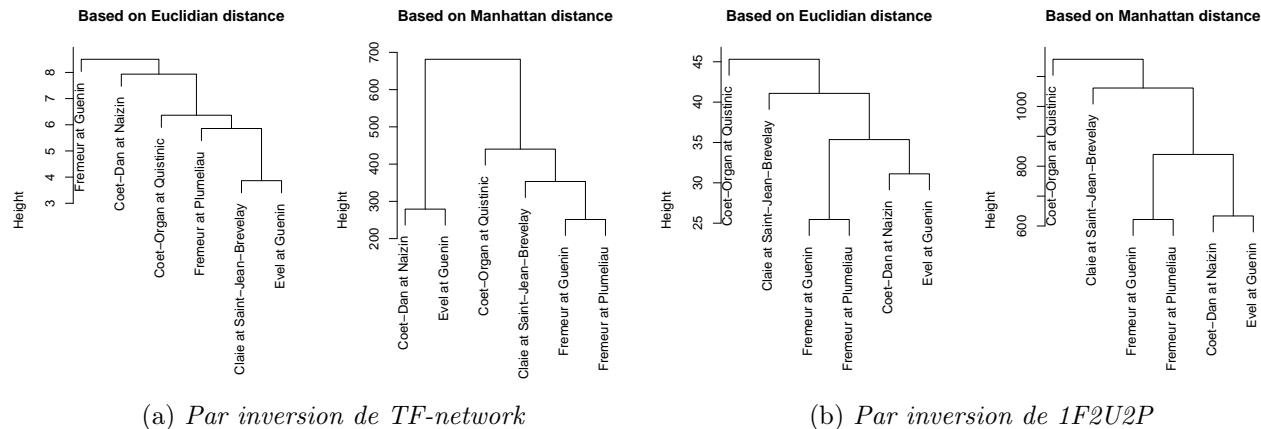


FIGURE 7.10 – Classifications ascendantes hiérarchiques effectuées sur les chroniques de pluie nette obtenues par inversion des fonctions de transfert du réseau hydrographique (TF-network) et d'une fonction de transfert versant/réseau (1F2U2P).

La figure 7.10 montre que, suivant la distance utilisée, la classification des bassins peut-être sensiblement différente. Ceci se vérifie particulièrement sur les chroniques de pluie nette fournie en pied de versant (figure 7.10a). Sur les chroniques de pluie nette obtenues par inversion de 1F2U2P, la classification est relativement stable. On peut comprendre ce constat de par l'analyse de la partie 7.1 précédente, qui montre que les chroniques de 1F2U2P sont plus facilement comparables entre bassins et moins sujettes aux oscillations parfois créées par l'inversion.

De plus, afin de limiter les dissimilarités dues à l'absence de synchronisation temporelle des chroniques, et afin de comparer les bassins d'une manière plus globale que ne l'est une comparaison heure par heure, la même classification a été effectuée à partir des chroniques de cumuls de pluie nette. Ainsi, la figure 7.11 est construite sur la description de chaque bassin par le vecteur de concaténation des 12 cumuls de pluie nette, chaque cumul étant effectué distinctement sur chaque période. Les résultats sont assez similaires à la figure 7.10. En effet, même si les distances euclidiennes entre les chroniques de pluie nette de 1F2U2P aboutissent à un classement quelque peu différent, trois dendrogrammes sur quatre illustrent un classement assez semblable.

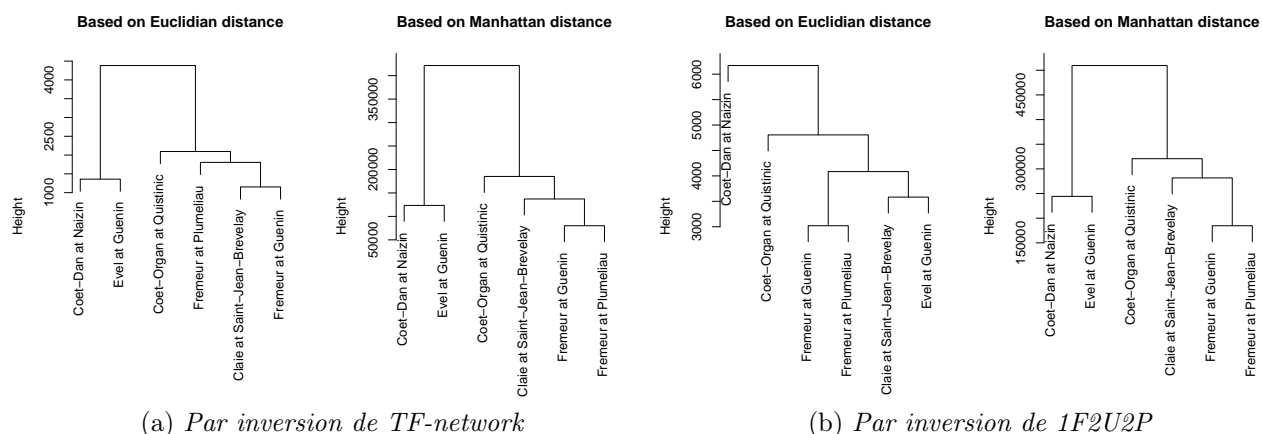


FIGURE 7.11 – *Classifications ascendantes hiérarchiques effectuées sur les chroniques de cumuls de pluie nette obtenues par inversion des fonctions de transfert du réseau hydrographique (TF-network) et d'une fonction de transfert versant/réseau (1F2U2P).*

D'une manière générale, on retrouve les regroupements de couples de bassins pour lesquels les transpositions effectuées dans le chapitre 6 permettaient d'obtenir les meilleurs résultats. Ce résultat est cohérent et confirme donc qu'une similarité des chroniques de pluie nette est un bon indicateur d'une transposition efficace. Les couples de bassins mis en évidence sont notamment "Frémur à Guénin / Frémur à Plumelliau" et "Ével à Guénin / Coet-Dan à Naizin". Coët-Organ à Quistinic se distingue quant-à-lui particulièrement des autres, tout comme dans le chapitre précédent où il s'est montré plus sensible à une correction de la pluie. Notamment, une pluviométrie plus importante sur ce bassin a été présentée comme facteur d'explication.

7.2.2 Similarité physiographique des bassins

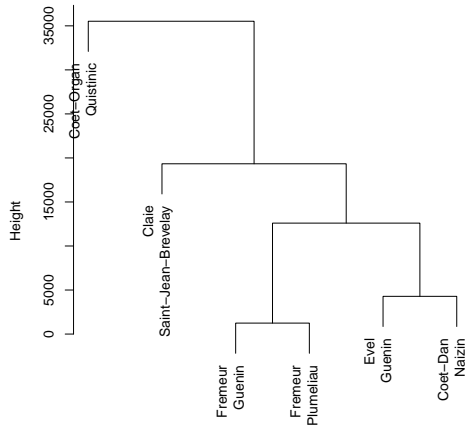
La question qui se pose ici est de savoir s'il était possible de pressentir les similarités des chroniques de pluie nette de la partie 7.2.1 à partir de critères facilement observables sur ces bassins. Pour ce faire, une classification ascendante hiérarchique est effectuée entre les bassins afin de les classer suivant une série de descripteurs. Les dendrogrammes obtenus sont ensuite comparés à ceux construits dans la partie 7.2.1 (en respectant les mêmes méthodes dans le calcul de dissimilarité et de regroupement).

Les descripteurs de bassins utilisés pour cette classification sont ceux qui ont été construits dans le chapitre 4 (Annexe A.1). Ces descripteurs sont des critères d'occupation du sol, géologiques, géographiques, géomorphologiques et météorologiques.

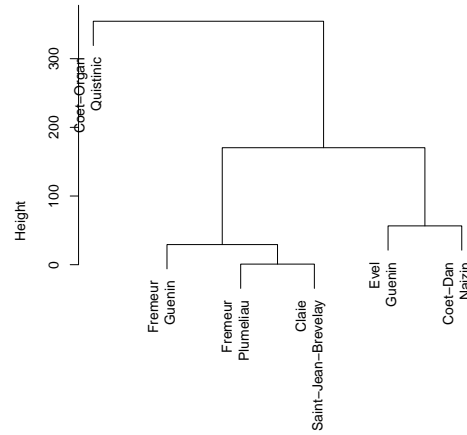
Comme dans tous travaux de classification de bassins, une des questions centrales est la manière dont les bassins doivent être décrits et comparés. Cependant, l'ambition de cette partie n'est pas la classification des bassins en elle-même. L'objectif se concentre uniquement sur une prospection de descripteurs qui semblent être liés à la similarité des chroniques

de pluie nette. On recherche alors des descripteurs qui aboutissent à la même classification ascendante hiérarchique que celle qui est obtenue sur les pluies nettes.

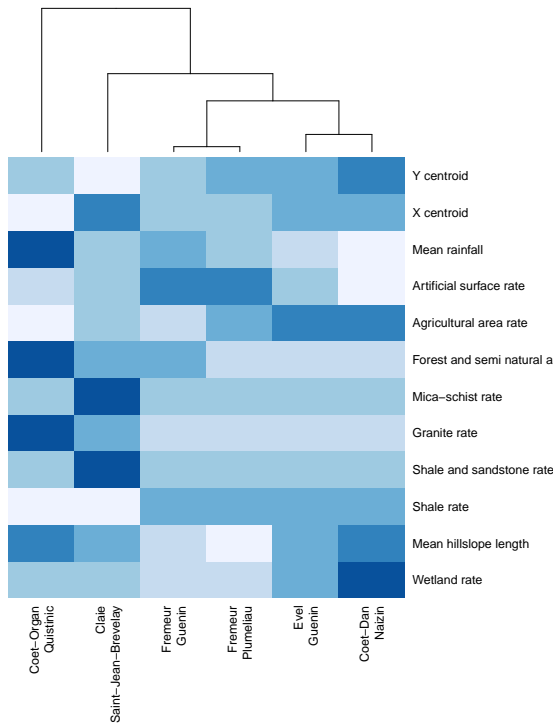
La figure 7.12 présente les résultats des classifications ascendantes hiérarchiques effectuées sur les descripteurs de bassins. Ce travail aura permis d'aboutir à la mise en évidence de deux critères qui aboutissent à la même classification de bassins que lors de l'étude de la similarité des pluies nettes (partie 7.2.1) ou lors de l'étude de l'efficacité des transpositions (chapitre 6). Ces deux critères sont la proximité géographique et une similarité pluviométrique. La proximité géographique de deux bassins est définie comme la distance euclidienne séparant les centroïdes des bassins. La similarité pluviométrique est regardée à travers la carte du jeu de données AURELHY (Météo-France) présentant le cumul annuel de pluie en moyenne entre 2000 et 2009. La moyenne spatiale dans la limite du contour de chaque bassin est utilisée.



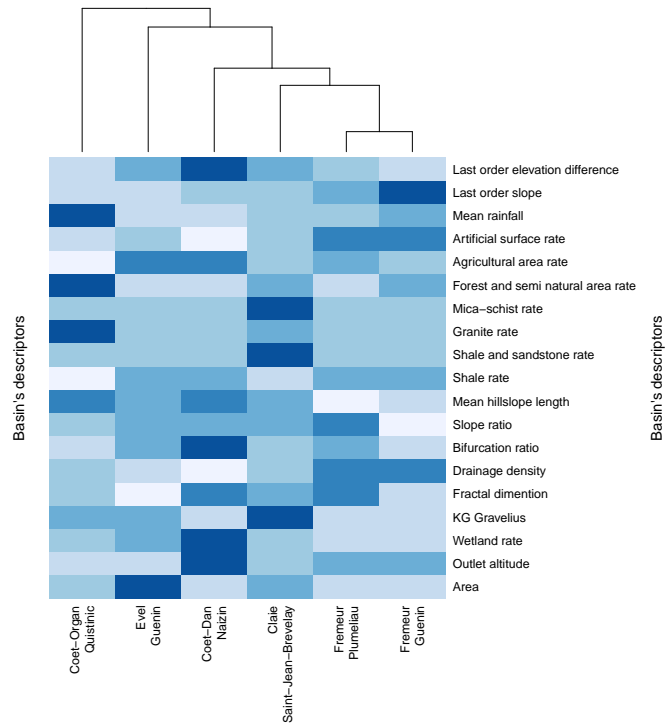
(a) Dendrogramme construit à partir de la distance entre centroïdes des bassins



(b) Dendrogramme construit à partir du cumul moyen annuel de pluie



(c) Heatmap construite sur des critères d'occupation du sol, géologiques, géographiques et météorologiques



(d) Heatmap construite sur des critères d'occupation du sol, géologiques, géographiques, géomorphologiques et météorologiques

FIGURE 7.12 – Classifications ascendantes hiérarchiques effectuées sur des descripteurs physiographiques et météorologiques des bassins du Blavet et de l'Oust. Les données utilisées pour cette description sont reprises du chapitre 4.

Ainsi, il semble que ces deux descripteurs soient de bons indicateurs d'une transposition réussie. On retrouve notamment le regroupement de l'Ével à Guénin et du Coët-Dan à Naizin dont l'efficacité des transpositions a été mise en évidence sans pour autant être facilement expliquées. Par opposition, le Frémeur à Guénin et le Frémeur à Pluméliau sont certes regroupés, mais leur emboîtement, leur forte proximité spatiale et leur faible différence de taille pouvaient laisser présager d'un fonctionnement assez proche. À ces deux bassins, et au regard de la similarité pluviométrique, se joint la Claie à Saint-Jean-Brévelay. Or la similarité de la Claie aux deux bassins du Frémeur a également été mise en évidence au sein des heatmaps du chapitre 6 (figure 6.9, 6.12 et 6.18). Enfin, la singularité du Coët-Organ à Quistinic est également mise en évidence.

Enfin, si ces deux critères suffisent à retrouver la cohérence de l'efficacité des transpositions, d'autres critères peuvent être ajoutés et sont présentés dans les heatmaps 7.12c et 7.12d. Le principe des heatmaps est résumé dans l'encadré qui suit. On démontre ainsi que la similarité pluviométrique n'est pas la seule raison de l'efficacité des transpositions. En effet, à l'aide d'une série de différents descripteurs, une classification assez proche est également obtenue. On repère notamment les bassins emboîtés du Blavet plus facilement regroupés que ceux de la Claie et de l'Oust. Ainsi, on explore de manière non exhaustive ce qui est sous-jacent à une proximité géographique, sans pour autant aboutir à une classification aussi probante (dans le sens proche de celle obtenue par analyse des pluies nette) que ne le fait la classification par proximité géographique.

Les heatmaps : Les heatmaps (ou cartes de chaleur) sont des représentations graphiques de données où les individus sont contenus dans une matrice et représentés par un dégradé de couleurs. Wilkinson & Friendly (2009) ont retracé l'histoire des heatmaps et ont trouvé une première représentation d'une matrice par un dégradé de couleur ("shading matrice") avec les travaux de Loua (1873). Cette représentation graphique a ensuite évolué petit à petit vers la représentation d'aujourd'hui. Les lignes et les colonnes de ces matrices ont été ré-organisées au sein de la matrice afin d'y repérer une certaine structure ("permutting matrice"). En 1899, Petrie, un anthropologue, a été une des premières personnes à réfléchir à une réorganisation de son tableau de mesures sur des artefacts dans le but de retrouver une relative chronologie à ces objets. Son travail a généré une large littérature sur ce sujet appelé "seriation" ou "matrix reordering". Plusieurs méthodes de ré-organisation de la matrice de données ont ainsi vu le jour, tout d'abord avec les travaux de Czekanowski (1909) puis de Guttman (1950).

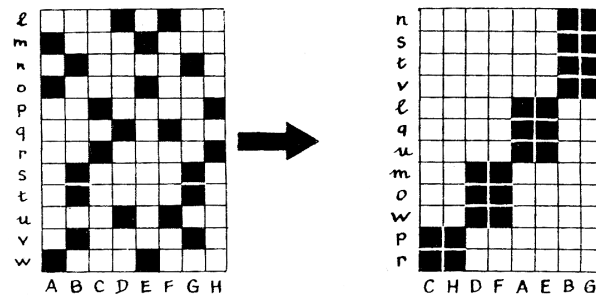


FIGURE 7.13 – Exemple de réorganisation d'une matrice de donnée d'après Bertin (1967) afin de révéler une structure plus logique.

Enfin, les premières classifications ascendantes hiérarchiques ont été utilisées (eg. Sneath (1957) en taxonomie) et peuvent être représentées en ajoutant ainsi un dendrogramme sur le côté de la figure. Cette classification est celle mise en place au sein des heatmaps de ce mémoire. Dans ce cas, la ré-organisation du tableau de données suit une certaine logique, à savoir que les lignes et les colonnes d'une matrice sont ré-ordonnées de sorte que les lignes similaires et les colonnes similaires soient regroupées. Ce cheminement a été explicité dans l'encadré précédent. Ainsi les heatmaps peuvent servir de représentation graphique à un partitionnement de données ("clustering") et sont notamment souvent utilisés dans l'analyse de l'expression des gènes (eg. Hastie et al. (2001)). Cependant, cette manière d'organiser et présenter un tableau de données peut être appliquée à n'importe quel problème où la similarité des individus étudiés est une question centrale.

Une heatmap autorise deux classifications ascendantes hiérarchiques, selon la lecture en ligne ou la lecture en colonne du tableau de données. Dans le cas présent (figure 7.12), le tableau de données n'a qu'un seul sens de lecture pertinent pour l'objectif visé, mais d'autres heatmaps peuvent être lues à double sens (exemple de la figure 6.9 croisant les résultats de simulations entre bassins cibles et bassins sources). Dans ce cas on peut choisir d'accentuer le dégradé de couleur par ligne ou par colonne (figure 5.19), ou encore de construire des classes de couleurs sur l'ensemble des valeurs de la matrice (figure 6.9).

De par le faible nombre de bassins traités et l'extension spatiale de l'étude relativement restreinte, l'ambition n'est pas d'aboutir à une généralisation des résultats. En effet, comme discuté dans la partie 2.2, on sait notamment que suivant l'homogénéité de la région, une similarité hydrologique peut être plus ou moins facilement reliée soit à une similarité physiographique soit à une proximité géographique. Même si dans ce contexte des bassins du Blavet et de l'Oust, la proximité géographique semble être un indicateur de similarité raisonnable, ce résultat ne pourrait être généralisé sur d'autres régions. Il reste donc toujours à comprendre les raisons sous-jacentes à cette similarité afin de pouvoir extrapoler plus facilement les résultats, même si la méthode pour y parvenir anime encore de nombreux débats.

En conclusion, la proximité géographique semble être un bon indicateur du choix d'un bassin source en fonction d'un bassin cible. En effet, on peut faire l'hypothèse sous-jacente qu'elle est agrégatrice d'une similarité météorologique et d'une similarité de fonctionnement hydrologique. De plus, et assez naturellement puisque la méthode se base sur une transposition de pluie nette entre bassins, la similarité pluviométrique semble être également un critère important même si le chapitre 6 a exploré des pistes de correction.

7.3 Transposition multiple de pluie nette

7.3.1 Stratégie

La partie 7.2 se posait la question du choix d'un bassin source en fonction d'un bassin cible dans le cas où plusieurs bassins sources sont disponibles. En effet, certains bassins semblent mieux prédisposés que d'autres à alimenter la simulation du débit d'un bassin cible donné. Cependant, les autres bassins sources potentiels ne sont-ils pas également porteurs d'informations ? En effet, même si un bassin source présente une plus forte similarité avec le bassin cible, celui-ci n'en reste pas moins unique de par ses caractéristiques physiques, météorologiques et hydrologiques. Est-il possible d'intégrer plusieurs bassins sources dans l'estimation du débit d'un bassin cible ? C'est la question posée dans cette partie.

Pour combiner l'information de plusieurs bassins sources pour un bassin cible donné, deux approches sont proposées ici :

Visualisation graphique Pour un bassin cible donné, il est possible d'effectuer autant de simulations qu'il y a de bassins sources potentiels. On accède ainsi à un ensemble de simulations pour un même bassin cible. La variabilité entre les simulations illustre la concordance des estimations entre les bassins sources. D'une certaine manière, on visualise l'incertitude des transpositions liées à la variabilité des fonctionnements hydrologiques de chacun des bassins. En effet, aucun bassin source n'est parfaitement similaire au bassin cible et plus la région est hétérogène (des points de vue météorologique et hydrologique), plus la variabilité des transpositions se fera ressentir.

Combinaison de pluie nette Les chroniques de pluie nette ont l'avantage d'être théoriquement indépendantes de l'échelle d'observation, contrairement aux chroniques de débit. Ainsi, elles ont l'avantage de pouvoir être comparées entre bassins (partie 7.1). Si elles sont comparables, elles peuvent également être combinées pour n'obtenir qu'une seule série de pluie nette, synthèse de l'ensemble des pluies nettes estimées. Plusieurs

méthodes permettant de combiner ces pluies nettes peuvent être imaginées. Deux approches sont proposées :


- moyenne des pluies nettes des bassins sources,
- moyenne des pluies nettes des bassins sources pondérée par un indice de similarité au bassin cible.

Ces approches sont appliquées à deux régions d'études : les bassins du Blavet et de l'Oust ayant été considérés tout au long de la thèse ; et plusieurs bassins de la baie de Saint-Brieuc en majorité réellement non jaugés, ce qui permet de mettre en application la méthode dans un cas réel d'absence de mesures hydrologiques.

7.3.2 Cas des sous-bassins du Blavet et de l'Oust

7.3.2.1 Visualisation graphique d'un ensemble de transpositions


Le graphique 7.14 permet de visualiser l'ensemble des transpositions effectuées vers l'Ével à Guénin. On constate que le meilleur bassin source, Coët-Dan à Naizin sous-estime le débit observé avec l'approche de modélisation TF-network. Les autres bassins sources, par opposition, surestiment le débit de l'Evel, plaçant ainsi l'observation au centre de cet ensemble de transpositions. On observe alors la relative importance de l'incertitude induite par le choix d'un bassin source. Cette incertitude augmente durant les périodes de crue et apparaît beaucoup plus restreinte sur le débit de base. D'autres exemples de simulation sont visualisables via l'animation PDF, et on constate généralement qu'avec une modélisation versant/réseau (1Frv2U2P) cette incertitude est plus réduite ; notamment les pics de crues ont tendance à être moins surestimés.

FIGURE 7.14 –  *Transposition multiple de pluie nette vers l'Ével à Guénin. L'animation permet de parcourir les résultats obtenus avec l'inversion de TF-network et 1Frv2U2P (avec et sans correction de la pluie inter-bassins) et pour d'autres périodes de simulations.*

De plus, on constate qu'une modélisation versant/réseau conduit à un ensemble de réponses dont l'allure est généralement plus homogène. Ceci peut s'expliquer par le fait que la modélisation versant/réseau impose un fonctionnement unique du versant cible, tandis

qu'une modélisation simple du réseau transpose également le fonctionnement hydrologique du versant source. Ceci est aussi dû au fait que les figures 7.14 et 7.15 présentent les résultats obtenus avec le jeu de paramètres du bassin cible et donc sans transposition de paramètres.

La figure 7.15 illustre des exemples de transpositions vers le Coët-Dan à Naizin. Tout comme la figure 7.14, elle permet également à travers l'animation d'observer l'effet d'une correction de la pluie sur cet ensemble de transpositions. On constate que l'hétérogénéité des simulations se réduit. Notamment, les simulations en large surestimation tendent à se rapprocher de l'observation, ce qui graphiquement se visualise par une plus forte concordance de cet ensemble de simulations. Ceci est particulièrement visible graphiquement sur la période novembre-décembre 2010 de la figure 7.15 ou encore ponctuellement sur la date du 19 mai 2008 de la figure 7.14.

FIGURE 7.15 –  *Transposition multiple de pluie nette vers le Coët-Dan à Naizin. L'animation permet de parcourir les résultats obtenus avec l'inversion de TF-network et 1Frv2U2P (avec et sans correction de la pluie inter-bassins) et pour d'autres périodes de simulations.*

De plus, on visualise sur la figure 7.15 pour certains bassins sources que les quelques oscillations, mises en évidence dans la partie 7.1, peuvent se faire ressentir dans les simulations d'hydrogrammes avec une modélisation simple du réseau (TF-network). Ces oscillations ne sont pas constatées dans les hydrogrammes d'une modélisation versant/réseau, et étaient déjà moins visibles sur les chroniques de pluie nette obtenues par inversion de ce type de modélisation (partie 7.1). L'absence d'oscillations se traduit graphiquement par un ensemble de simulations qui semblent plus concordantes.

En conclusion, la visualisation graphique des simulations de plusieurs bassins sources permet de se rendre compte de la diversité des réponses de chaque bassin. On accède ainsi à un domaine d'incertitude lié à la diversité des comportements hydrologiques de chacun. Ce travail rappelle notamment les travaux de McIntyre et al. (2005) qui utilisent également plusieurs bassins jaugés pour effectuer des simulations d'ensemble sur un bassin cible non jaugé. Les modèles des 10 bassins les plus similaires au bassin non jaugé sont utilisés pour effectuer 10 simulations afin d'estimer l'hydrogramme de ce bassin et quantifier une certaine

incertitude sur cette estimation. De même, Randrianasolo et al. (2011) utilisent différents jeux de paramètres pour effectuer des simulations d'ensemble sur un bassin non jaugés et montre que les bassins voisins peuvent être particulièrement pertinents pour cette tâche.

De la même manière, on explore ici différentes hypothèses de comportements hydrologiques, et ce directement à travers une transposition d'hydrogramme (et non pas seulement une transposition de différents jeux de paramètres). Ainsi, au sein de ces simulations d'ensemble, on peut espérer placer le bassin cible. Pour autant, il s'agit d'une hypothèse puisque le comportement du bassin cible peut être mal représenté par cet ensemble de simulations. Par exemple, sur le Coët-Dan à Naizin (figure 7.15) l'ensemble des bassins sources tend à surestimer le débit de base. Ainsi, la correction de la pluie nette transposée en connaissance des différences hydrologiques entre le bassin cible et le bassin source trouve son intérêt (par exemple ici à travers une correction de la variabilité de la pluie inter-bassins). De plus, il est important de signaler que l'incertitude est également liée à la mesure elle-même. Pelletier (1988) l'estime entre 8 % et 20 % tandis que des travaux plus récents (Leonard et al., 2000; Schmidt, 2002) l'estiment à 5-6 % (pour la méthode basée sur l'estimation d'une surface mouillée et d'une vitesse). Sur ce point, le bassin du Coët-Dan à Naizin fait d'ailleurs l'objet d'un suivi plus fin que les autres bassins, notamment par une fréquence de mesures plus importante. Ainsi, même si cette incertitude sur la mesure est assez souvent négligée dans les travaux de modélisation hydrologique (Di Baldassarre & Montanari, 2009), elle reste ici essentielle puisque l'information transposée est la mesure elle-même.

D'une manière générale, ce type de visualisation graphique apparaît plus enrichissant qu'une transposition unique pour avoir une idée de la réponse du bassin cible, même si multiplier le nombre de sources ne peut remplacer l'étude de ce qui fait la particularité de la réponse du bassin cible relativement aux bassins sources.

7.3.2.2 Combinaison de bassins sources

Au-delà d'une visualisation graphique de l'ensemble des bassins sources, on propose ici de combiner l'ensemble des chroniques de pluie nette des bassins sources pour chercher à estimer celle d'un bassin cible donné. Comme proposé dans la partie 7.3.1, plusieurs approches sont ici suivies : 1- une approche par moyenne simple des chroniques de pluie nette et 2- une approche par moyenne pondérée par une estimation de la similarité hydrologique au bassin cible. Sur ce second point, plusieurs indices de similarité ont été construits :

Par proximité géographique L'indice construit correspond à l'inverse de la distance entre les centroïdes des bassins sources et des bassins cibles. Cet indice a été construit vu les réflexions de la partie 7.2.2.

Par similarité des chroniques de pluie nette L'indice construit correspond à l'inverse de l'erreur de la pluie nette du bassin source par rapport au bassin cible. Pour quantifier cette erreur, le critère utilisé est la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE : Root Mean Squared Error). Cet indice utilise donc la chronique de pluie nette du bassin cible, qui n'est en théorie pas accessible si ce bassin est non jaugé. Cet indice de similarité n'a donc qu'un but didactique. Sans se vouloir utilisable dans un cas réellement non jaugé, l'indice se veut être proche d'un indice optimal qui pourrait être conçu. Le but est ainsi d'explorer un peu plus le potentiel d'une moyenne pondérée des chroniques de pluie nette.


En plus de ces trois simulations utilisant une combinaison de pluie nette, la meilleure des simulations (suivant le critère KGE) utilisant un unique bassin source est également reprise afin de servir de point de comparaison.

La figure 7.16 présente les résultats de ces différentes simulations pour trois bassins cibles exemples. D'une manière générale et par comparaison à la variabilité des simulations de chaque bassin source observées dans la partie 7.3.2.1 précédente, on constate ici des simulations assez proches de la mesure. De plus, quelle que soit la méthode de combinaison de pluie nette, les simulations semblent toutes être assez concordantes dans leur estimation.

(a) *Ével à Guenin*

(b) *Claie à Saint-Jean-Brévelay*

(c) *Frémur à Guenin*

FIGURE 7.16 –  *Simulations d'hydrogramme vers trois bassins cibles à partir d'une combinaison de pluie nette des cinq autres bassins du Blavet et de l'Oust. L'animation permet de parcourir d'autres périodes de simulations obtenues avec l'inversion de TF-network et 1Frv2U2P (avec et sans correction de la pluie inter-bassins).*

La figure 7.17 présente une synthèse de l'ensemble des résultats estimés par le critère KGE. On constate que ces simulations obtiennent des valeurs de KGE autour de 0.75 pour la majorité des bassins. Ces résultats sont généralement meilleurs que ceux qui ont été obtenus dans le chapitre 3 en n'utilisant qu'un seul bassin source. Au-delà de la performance des simulations, on observe une assez faible variabilité du critère KGE entre événements. Ainsi, il semble que les simulations impliquant plusieurs bassins sources soient plus performantes et plus robustes.

Un bassin fait toutefois exception, il s'agit du Coët-Dan à Naizin dont l'hydrogramme apparaît être le plus difficile à estimer à partir des bassins voisins. Ce même constat a pu être fait dans le chapitre 3 et plusieurs hypothèses ont été formulées sur les raisons de cette exception. Néanmoins la figure 7.15, tout comme les différents cumuls de pluie nette de la partie 7.1, permet de vérifier qu'assez souvent l'ensemble des bassins sources surestime le débit du Coët-Dan à Naizin. On comprend donc qu'une moyenne de simulations en surestimation ne peut résoudre le problème.

La comparaison des différentes méthodes de combinaison de pluie nette permet de se rendre compte qu'une moyenne pondérée par l'inverse du critère RMSE (entre pluie nette du bassin cible et pluie nette du bassin source) donne de meilleures performances que la moyenne pondérée par l'inverse de la distance entre centroïdes des bassins. Ainsi, la distance entre centroïdes des bassins ne permet pas toujours de bien qualifier chaque bassin source potentiel en fonction d'un bassin cible donné. Notamment, la distance entre centroïdes donne des résultats assez variables sur l'Ével à Guénin. En effet, on peut comprendre que de par la position centrale de ce bassin au sein de tous les autres bassins d'études, la distance entre centroïdes n'est pas le meilleur critère pour classer les bassins sources, et qu'un critère de similarité plus performant pourrait être trouvé.

De plus, la figure 7.17 montre qu'une simple moyenne des pluies nettes des bassins sources produit généralement de meilleurs résultats que les différentes moyennes pondérées testées. En effet, même la moyenne pondérée utilisant l'inverse du critère RMSE, et par conséquent censée être optimale, obtient des qualités de simulations légèrement en dessous. Finalement, l'idée d'une moyenne pondérée par un indice de similarité entre le bassin cible et le bassin source n'aura pas eu l'effet escompté. L'utilisation d'une simple moyenne se rapproche des performances du meilleur bassin source, et ces deux approches sont finalement celles qui apparaissent comme les plus efficaces.

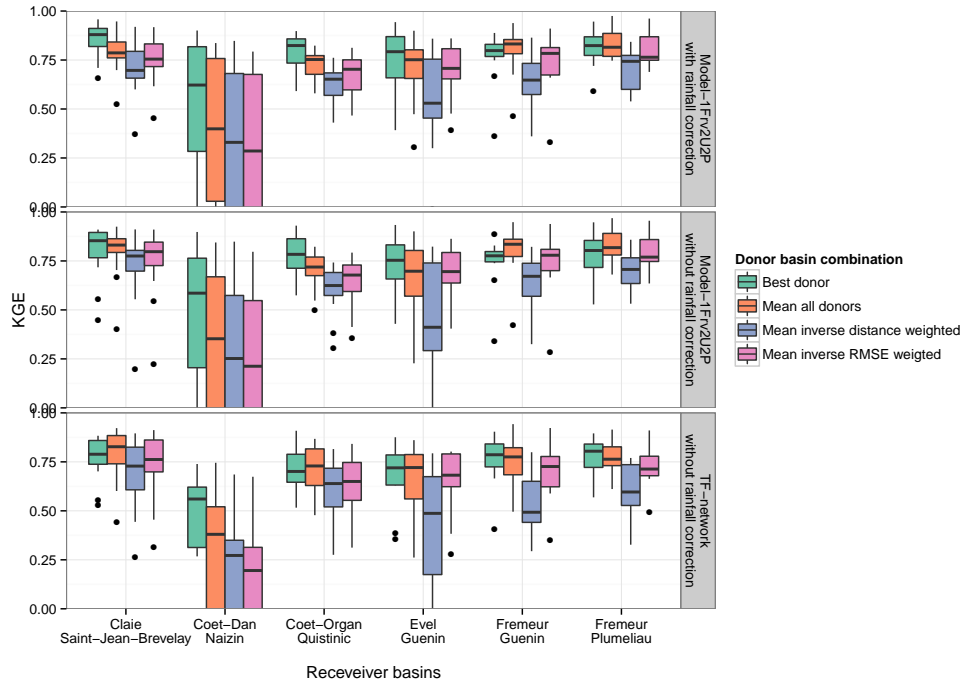


FIGURE 7.17 – Résultats de simulations par combinaison de pluie nette sur les bassins du Blavet et de l’Oust pour 12 périodes de simulations de 2 mois (novembre-décembre et, mai-juin) entre 2006 et 2012.

En conclusion, il apparaît que le principal avantage d’une simulation combinant plusieurs bassins sources est la robustesse de la simulation. En effet, à travers la combinaison de pluies nettes de plusieurs bassins sources, on s’assure d’une simulation plus stable sur chaque période de simulation. Néanmoins, même si, en termes de performance, une simple moyenne peut également permettre d’améliorer les résultats, il apparaît important d’en comprendre les raisons. En effet, même si la moyenne pondérée par un indice de similarité au bassin cible n’est ici pas avantageuse, elle a le mérite de chercher à introduire une réflexion sur la manière de combiner les pluies nettes des bassins sources. Le bassin du Coët-Dan à Naizin en est l’exemple. La moyenne des simulations ne résout pas le problème de la difficulté à estimer un débit bien inférieur à l’ensemble des bassins sources. En outre, la sélection du meilleur bassin source reste ici la meilleure approche. Ainsi, la combinaison des pluies nettes s’impose comme un bon moyen d’introduire une robustesse dans la simulation d’un bassin non jaugé, mais la performance de la simulation en elle même reste toujours dépendante de la compréhension de ce qui fait la particularité du bassin cible vis-à-vis de chaque source.

7.3.3 Cas de la Baie de Saint-Brieuc

7.3.3.1 Présentation de la baie

Contexte Située dans le département des Côtes-d’Armor, la baie de Saint-Brieuc est l’exutoire de quatre principaux bassins versants : l’Ic (point 1282, 79 km²), le Goët (point 1279, 194 km²), le Gouessant (point 1274, 242 km²) et l’Urne (point 1276, 40 km²) et de nombreux

autres plus petits. L'ensemble de la baie se situe sur le substrat métamorphisé du socle armoricain avec un réseau hydrographique très dense (substrat peu perméable), des aquifères très limités et une réponse rapide des cours d'eau à la pluviométrie. D'un point de vue topographique, on distingue la zone ouest (Gouet, Ic) aux vallées encaissées d'une zone est (Gouessant) aux vallées plus étalées.

Objectif On se propose dans cette partie de mettre en application la méthodologie de transposition d'hydrogramme afin de modéliser les débits d'eau douce entrant dans la baie entière de Saint-Brieuc. Cela peut à terme alimenter la quantification du fonctionnement de la baie en termes hydrogéochimiques, sachant que cette baie est régulièrement sujette à des marées vertes. En outre, ce travail permettra également de faire face à la prise en compte d'un barrage et d'effectuer une comparaison des simulations avec celles effectuées par le modèle agro-hydrologique TNT2 (Beaujouan et al., 2002) développé au sein de l'UMR SAS.

Données Afin d'estimer toute l'eau douce s'écoulant dans la baie, un point a été placé à l'exutoire de chaque bassin trouvant son embouchure dans la baie, soit un total de 21 points dont on cherchera à estimer le débit. Pour chacun de ces points, aucune mesure n'est disponible.

Pour alimenter l'estimation du débit de ces 21 points, 7 stations de jaugeage de la Banque HYDRO (cf. partie 1.4.1) sont utilisées. Ces stations de jaugeage sont situées en amont de certains des points non jaugés visés. Comme dans toutes les modélisations précédentes, les données et les simulations sont au pas de temps horaire.

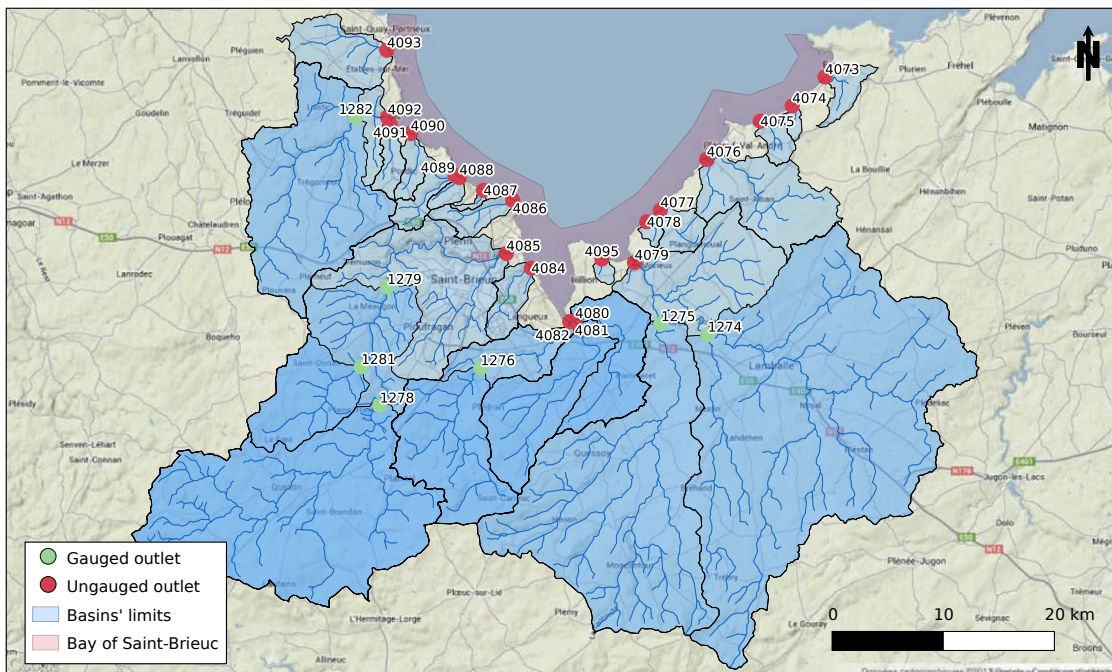


FIGURE 7.18 – Carte de la baie de Saint-Brieuc présentant les points de mesures (stations de la Banque HYDRO) et les points non jaugés à l'embouchure.

Stratégie de modélisation La modélisation choisie est une modélisation simple du réseau et non une modélisation versant/réseau comme proposée dans le chapitre 6. Les raisons qui ont poussé ce choix sont :

- Variabilité de la pluie : la modélisation versant/réseau, telle que proposée dans le chapitre 6, a pour principal intérêt de tenir compte de la variabilité de la pluie. Pour cette étude, en l’absence de données de pluie spatialisées, une modélisation simple du réseau est apparue plus adaptée. En effet, l’absence de modélisation du versant permet de garder une certaine robustesse dans l’approche.
- Calibration : la fonction de transfert à travers le réseau hydrographique est plus facile à calibrer. En effet, les travaux du chapitre 4 sont ici repris afin d’estimer la vitesse d’écoulement utilisée au sein de la fonction de transfert. Ainsi, l’estimation de la vitesse suit l’équation définie dans la partie 4.4.3. Par opposition, une modélisation versant/réseau aurait nécessité un paramétrage de la fonction de transfert du bassin cible, puis une transposition de paramètres vers le bassin source où aucune mesure n’est disponible.

La fonction de transfert du réseau est construite à partir de l’analyse d’un MNT de 50 m affiné à 25 m par un échantillonnage bicubique. En affinant le MNT à 25 m, l’objectif est d’augmenter le nombre de pixels utilisés pour construire la fonction de transfert, en particulier pour les petits bassins versants côtiers. L’algorithme de drainage utilisé est l’algorithme D8 mono directionnel. Le drainage est cependant forcé vers le réseau hydrographique de la base de données *Sandre/BD CARTHAGE* par un algorithme basé sur l’inverse de la distance au réseau (Nagel et al., 2011). La carte des longueurs hydrauliques (longueur parcourue au sein du réseau hydrographique jusqu’à l’exutoire) est ainsi extraite pour chaque bassin et la fonction de transfert du réseau hydrographique est construite comme explicité dans le chapitre 3 (partie 3.1.1). Pour traiter ce MNT, le logiciel utilisé est GRASS version 6.4 avec l’extension de Jasiewicz & Metz (2011) pour l’extraction des longueurs hydrauliques.

Stratégie d’inversion L’inversion effectuée ici utilise une calibration manuelle. En effet, les résultats précédents ont permis de constater que, quelle que soit le bassin et la période simulée, le paramétrage tend à être toujours identique (cf. partie 6.3.2). De plus, une optimisation automatique du paramétrage tend à créer certaines oscillations (cf. partie 6.2 et 7.1). Cette calibration manuelle se fait cependant au détriment d’une moins bonne reconvolution. Les paramètres d’inversion prennent les valeurs présentées dans le tableau 7.1 et se base sur les valeurs obtenues dans la partie 6.3.2.

Ad	Ap	Bd	Bp	Dd	Tp
0.01	0.9	0.01	0.001	1	20

TABLE 7.1 – *Tableau de valeurs des paramètres d’inversion pour tous les bassins de la baie de Saint-Brieuc.*

Stratégie de transposition Le choix d’un bassin source pour un bassin cible donné a été effectué suivant les critères suivants :

- La station de jaugeage à l'amont de l'exutoire cible est le cas échéant privilégiée.
- Lorsque plusieurs stations de jaugeage amont sont disponibles, la modélisation du bassin cible est effectuée en utilisant la moyenne des chroniques de pluie nette des bassins sources (cf. partie 7.3.1 et 7.3.2.2).
- Lorsqu'aucune station de jaugeage amont n'est disponible, la station de jaugeage la plus proche est prise.
- Lorsque le cours d'eau est influencé par un barrage où des mesures de débit sortant sont accessibles, alors le bassin source utilisé est le barrage lui même.

Ainsi, les transpositions qui ont été effectuées se résument dans le tableau 7.2.

		Identifiants bassins sources						
		1274	1275	1276	1278	1279	1281	1282
Bassins cibles pour vérification	1274		x					
	1275	x						
	1276							
	1278			x		x	x	
	1279			x	x		x	
	1281			x	x	x		
	1282							
Bassins cibles pour modélisation de la baie	4073	x						
	4074	x						
	4075	x						
	4076	x						
	4077	x						
	4078	x						
	4079	x	x					
	4080		x	x				
	4081		x	x				
	4082		x	x				
	4084			x				
	4085				x	x	x	
	4086						x	
	4087						x	
	4088						x	
	4089						x	
	4090							x
	4091							x
4092							x	
4093							x	
4095		x						

TABLE 7.2 – *Transpositions effectuées (symbolisées dans le tableau par un "x") pour la modélisation de la baie de Saint-Brieuc.*

7.3.3.2 Combinaison de bassins sources

En suivant le tableau 7.2, et comme effectué avec les bassins du Blavet et de l'Oust dans la partie 7.3.2.2, plusieurs bassins sources sont parfois utilisés pour simuler le débit à l'exutoire d'un bassin cible. La figure 7.19 présente les résultats de simulations au point

4079 (cf. figure 7.18). Pour estimer le débit en ce point, deux bassins sources sont utilisés : l'Évron à Coëtmieux (point 1275) et le Gouessant à Andel (point 1274). La simulation à la confluence de ces deux bassins utilise la moyenne des pluies nettes estimées par inversion sur ces deux bassins sources. La figure 7.19 permet de visualiser cette simulation moyenne au côté des simulations distinctes de chaque bassin source. On constate que les simulations des deux bassins sources s'accordent généralement assez bien puisque les deux simulations restent proches l'une de l'autre. Ce résultat traduit une certaine similarité hydrologique entre ces deux bassins et permet d'accorder un meilleur degré de confiance à la simulation moyenne également illustrée.

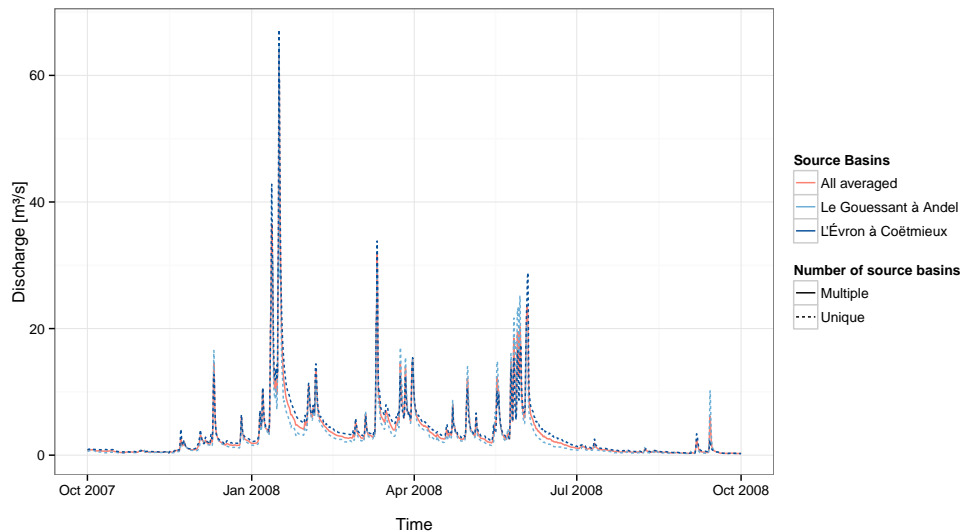


FIGURE 7.19 – *Simulations horaires à la confluence de l'Évron et du Gouessant (point 4079, totalement non jaugé) à partir d'une transposition des mesures des stations de l'Évron à Coëtmieux (point 1275) et du Gouessant à Andel (point 1274) ainsi qu'une simulation moyenne combinant ces deux dernières.*

La figure 7.20 est un autre exemple de simulation combinée pour la baie de Saint-Brieuc. Elle illustre la simulation au point 4082 (cf. figure 7.18) à partir du bassin de l'Évron à Coëtmieux (point 1275) et du bassin de l'Urne à Plédran (point 1276). À la différence de la figure 7.19, ces deux bassins ne sont pas deux bassins emboîtés au bassin cible puisque l'Évron à Coëtmieux est un bassin voisin du bassin 4082. Pour autant, les deux bassins s'accordent également assez bien sur la simulation du bassin cible. Les simulations divergent cependant plus durant la seconde moitié de l'année hydrologique (et plus particulièrement durant le printemps), laissant entrevoir un degré de confiance légèrement inférieur de la simulation moyenne durant cette période.

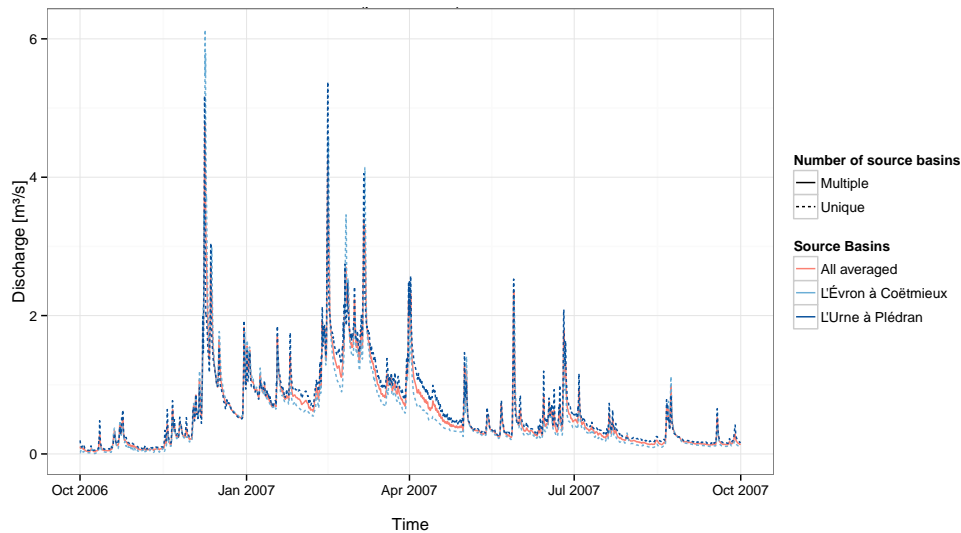


FIGURE 7.20 – *Simulations horaires à l'embouchure de L'Urne (point 4082, totalement non jaugé) à partir d'une transposition des mesures des stations de l'Évron à Coëtmieux (bassin voisin, point 1275) et de l'Urne à Plédran (bassin emboîté, point 1276) ainsi qu'une simulation moyenne combinant ces deux dernières.*

En conclusion, les deux figures précédentes auront permis de visualiser à nouveau l'intérêt d'une simulation combinant plusieurs bassins sources en comparaison d'une simulation unique. Le cas de la figure 7.19 est un bon exemple, puisqu'avec deux bassins sources contribuant chacun séparément au débit du bassin cible, il apparaît important que chacun d'eux soit pris en compte. De plus, ces simulations aux multiples sources permettent d'accorder un certain degré de confiance à la simulation alors qu'aucune mesure comparative n'est disponible.

7.3.3.3 L'effet d'un barrage

Cette partie est une parenthèse par rapport à l'objectif global de cette partie 7.3.3, à savoir la modélisation de la baie de Saint-Brieuc, et a pour but d'illustrer un autre exemple d'application à la transposition d'hydrogramme. On propose ici de simuler le débit, non pas en un point non jaugé, mais en un point fortement influencé par l'homme à savoir un barrage. Le barrage visé est le barrage de Saint-Barthélémy (commune de Ploufragan) et situé sur le Gouët (point 1279). Avec une réserve d'eau de 7 millions de mètres cubes, ce barrage sert à la fois de centrale hydroélectrique et d'alimentation en eau potable pour la population alentour. Ce barrage impacte donc fortement le débit du Gouët et on se propose ici d'estimer le débit naturel en ce point et en l'absence de barrage.

Le débit au point du barrage est estimé par la combinaison de deux bassins emboîtés amont, que sont la Maudouve à Saint-Donan (point 1281) et le Gouët à Saint-Julien (point 1278), et d'un bassin voisin, à savoir l'Urne à Plédran (point 1276). La pluie nette estimée par inversion sur chacun des bassins sources est moyennée afin de construire une simulation combinée de ces trois bassins.

La figure 7.21 permet de visualiser les résultats. On constate une variabilité des réponses des trois bassins sources. Notamment, le Goët à Saint-Julien estime un débit plus important tandis que les deux hydrogrammes des deux autres bassins sources s'entrecroisent tout au long de la simulation. Ainsi, la simulation moyenne permet d'avoir une estimation mêlant chacune de ces mesures. Celle-ci peut être comparée aux mesures de débit effectuées sur ce barrage même. On constate, malgré les variations brutales de débit dues aux chasses imposées par le barrage, que le débit suit d'une manière globale le débit naturel modélisé. En effet, les chasses semblent être assez bien calées sur les périodes de crues naturelles, et un débit minimum proche également de celui qui est modélisé semble être garanti. Ainsi, on vérifie que la gestion du barrage suit un fonctionnement basé sur le rythme naturel du Gouët même si les petites variations journalières sont véritablement estompées.

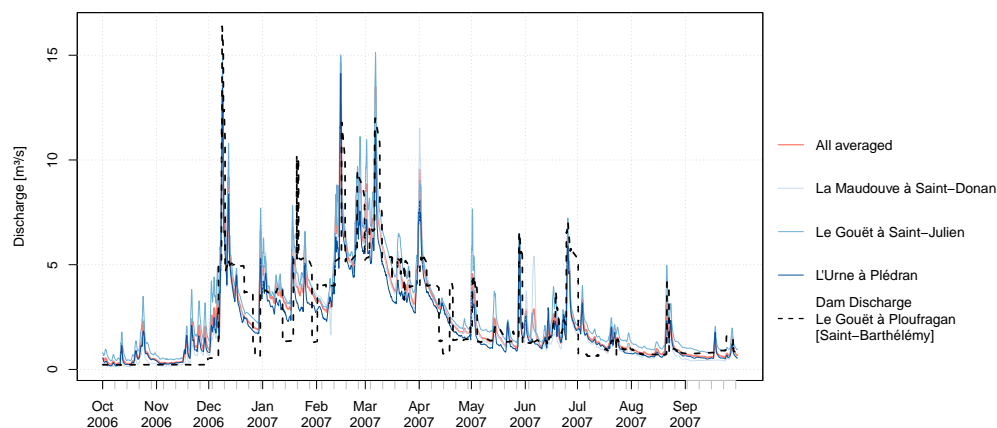


FIGURE 7.21 – Simulations au barrage du Gouët à Ploufragan (point 1279, lieu-dit de Saint-Barthelemy) à partir de transpositions de trois bassins sources : la Maudouve à Saint-Donan (bassin amont, point 1281), le Gouët à Saint-Julien (bassin amont, point 1278) et l'Urne à Plédran (bassin voisin, point 1276).

7.3.3.4 Comparaison à TNT2

La baie de Saint-Brieuc fait l'objet d'études particulières de par les problèmes liés à la dégradation de sa qualité de l'eau. Notamment, les fortes concentrations en nitrate ont eu pour conséquence une prolifération d'algues vertes. Sur cette question, une modélisation de quatre bassins alimentant la baie a été mise en place avec le modèle TNT2 (Beaujouan et al., 2002; Oehler et al., 2009). TNT2 (Topography-based Nitrogen Transfer and Transformations) est un modèle agro-hydrologique distribué ayant pour vocation première de modéliser les flux de nitrate dans les petits bassins versants. Dans sa partie hydrologique, le modèle se base sur deux principales hypothèses de modélisation de TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979; Beven, 1997), à savoir un gradient hydraulique constant égal à la pente et une conductivité hydraulique décroissante exponentiellement avec la pente. L'hétérogénéité des chemins de l'eau est cependant représentée en abandonnant l'hypothèse d'une recharge uniforme de la nappe. Les simulations sont faites à un pas de temps journalier. Les résultats de modélisation de débit de ces travaux ont été repris ici.

Afin d'appliquer le modèle TNT2 en un point non jaugé, la stratégie mise en place a été la suivante (Thierry Raimbault, communication orale) :

1. Une calibration à partir des mesures sur une station de jaugeage située en amont :
 - les simulations au point 4092 utilisent une calibration sur les mesures de l'Ic à Binic (point 1282).
 - les simulations au point 4085 utilisent une calibration sur les mesures du Gouët à Saint-Julien (point 1278).
 - les simulations au point 4082 utilisent une calibration sur les mesures de l'Urne à Plédran (point 1276).
 - les simulations au point 4079 utilisent une calibration sur les mesures du Gouessant à Andel (point 1274).
2. Une transposition du jeu de paramètres vers le point d'intérêt non jaugé.

Ainsi, les figures 7.22, 7.23, 7.24 et 7.25 présentent les simulations par transposition pour ces quatre bassins en comparaison avec les simulations par TNT2. Le modèle TNT2 fonctionne au pas de temps journalier. Par conséquent, les simulations par inversion (effectuées au pas de temps horaire) sont traduites au pas de temps journalier afin de les rendre comparables.

Pour l'estimation du débit au point 4092 (figure 7.22), on observe quelques différences de simulations entre TNT2 et la transposition d'hydrogramme utilisant les données de l'Ic à Binic. Notamment, on constate que TNT2 tend à décrire un pic de crue souvent inférieur avec une décrue plus rapide. Or, cette observation est également vérifiée sur la période de calibration de TNT2 sur le point 1282. On illustre donc ici le fait que les erreurs de modélisation de TNT2 sur le bassin source sont également transposées vers le bassin cible, tandis que l'approche d'inversion a l'avantage de se baser avant tout sur une mesure. Cet avantage d'être essentiellement basé sur la mesure a cependant une limite : en cas d'absence de mesures (période de jaugeage limité, trou dans la série d'observations, etc.) une transposition d'hydrogramme est incapable de reconstituer l'hydrogramme contrairement à une approche type TNT2.

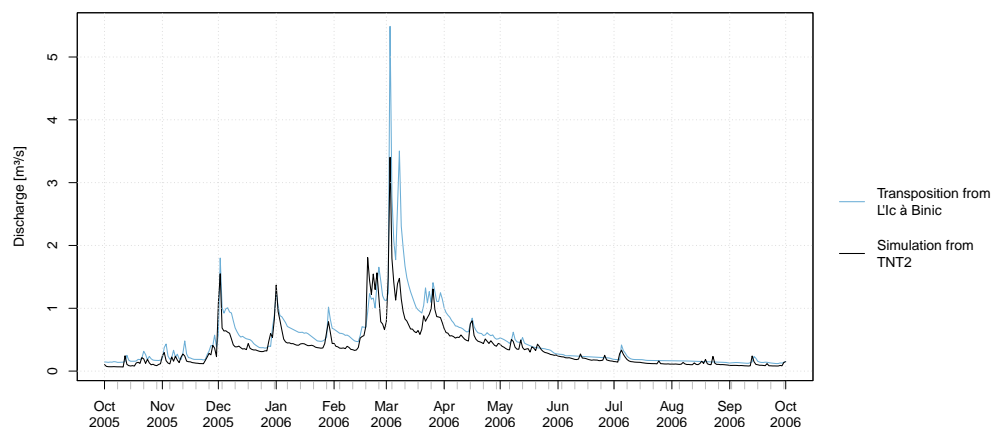


FIGURE 7.22 – *Simulations journalières à l’embouchure de l’Ic (point 4092, totalement non jaugé) à partir d’une transposition des mesures de la station de l’Ic à Binic (bassin amont, point 1282). Cette simulation est comparée à une simulation de TNT2 en ce même point.*

Les figures 7.23 et 7.24 présentent respectivement les résultats de simulation des points 4082 et 4079. D’une manière générale, on constate que les simulations de TNT2 et les simulations par transposition s’accordent assez bien, ce qui permet de vérifier la cohérence des simulations. Ces figures illustrent également l’avantage de combiner plusieurs sources, face à l’approche de TNT2 qui ne peut se baser que sur un seul bassin source. Notamment, sur la figure 7.24, on constate que la simulation de TNT2 au point 4079 tend à se rapprocher de la transposition utilisant le Gouessant à Andel. En effet, le Gouessant est le bassin qui a servi à la calibration de TNT2 pour cette simulation. Or, le Gouessant n’est qu’un des deux principaux affluents du bassin cible visé, et il apparaît important de considérer également la contribution de l’Evron (point 1274). De plus, les transpositions en ce même point, mais utilisant l’Evron (point 1274) comme bassin source montrent une estimation du débit bien supérieure. Combiner les différentes réponses de ces deux affluents apparaît ainsi comme une approche potentiellement bénéfique.

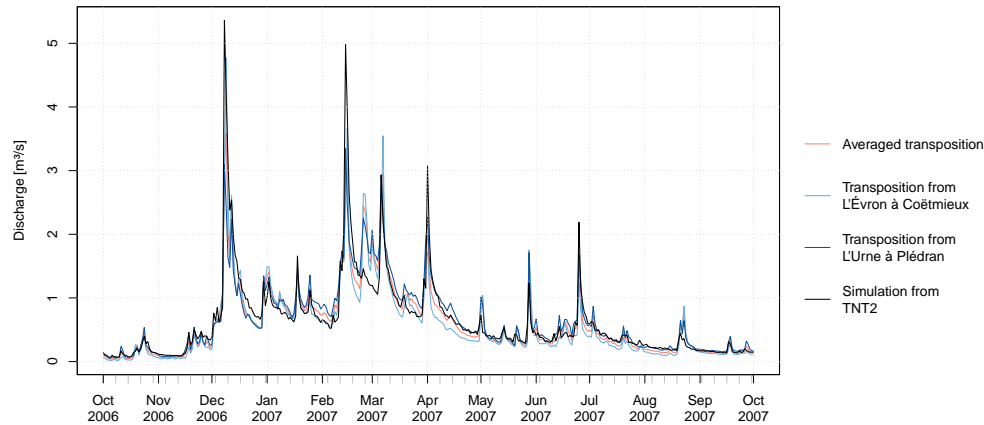


FIGURE 7.23 – Simulations journalières à l’embouchure de L’Urne (point 4082, totalement non jaugé) à partir d’une transposition des mesures des stations de l’Évron à Coëtmieux (bassin voisin, point 1275) et de l’Urne à Plédran (bassin emboîté, point 1276) ainsi qu’une simulation moyenne combinant ces deux dernières. Ces simulations sont comparées à une simulation de TNT2 en ce même point.

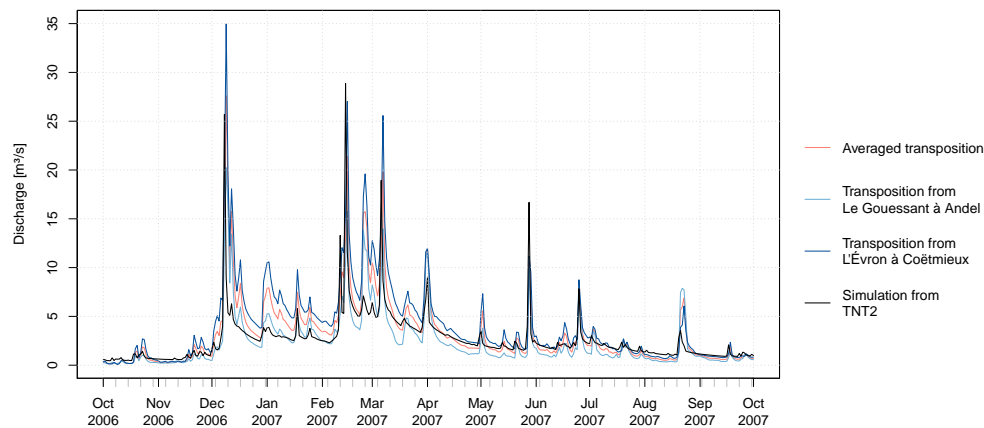
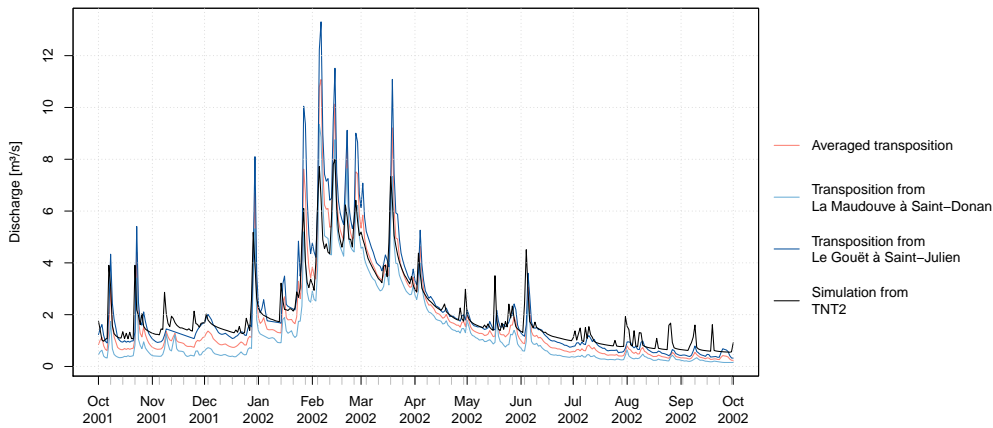


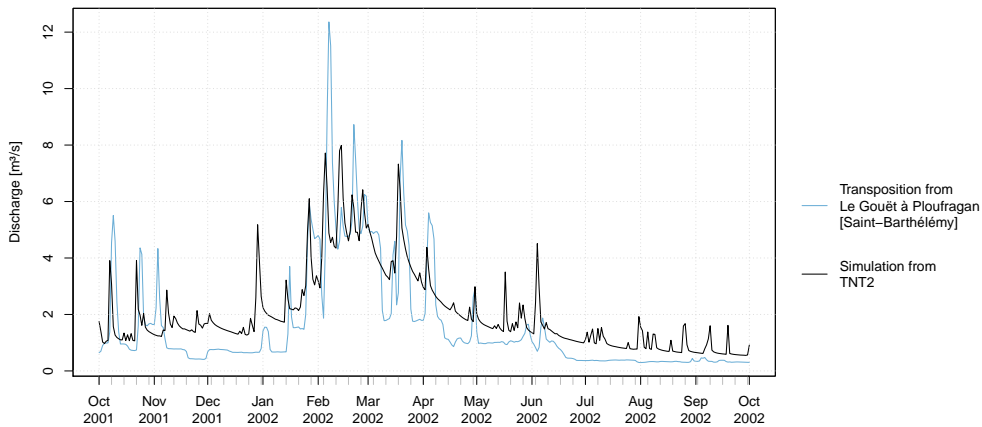
FIGURE 7.24 – Simulations journalières à la confluence de l’Évron et du Gouessant (point 4079, totalement non jaugé) à partir d’une transposition des mesures des stations de l’Évron à Coëtmieux (point 1275) et du Gouessant à Andel (point 1274) ainsi qu’une simulation moyenne combinant ces deux dernières. Ces simulations sont comparées à une simulation de TNT2 en ce même point.

La figure 7.25 illustre un autre intérêt de la transposition d’hydrogramme face à une modélisation plus classique. Il s’agit de la prise en compte d’un barrage sur le cours d’eau dont on cherche à estimer le débit. Avec une modélisation type TNT2, le barrage n’a pas pu être pris en compte. En effet, modéliser le débit du barrage est une tâche qui sort du cadre de modélisation de TNT2. Ainsi, la station de jaugeage utilisée pour la calibration est une station

en amont du barrage (point 1278), et donc non influencée par celui-ci. L'approche revient donc à celle qui est présentée par la figure 7.25a où des stations de jaugeage non influencées sont utilisées. Par opposition, l'intérêt d'une transposition d'hydrogramme est d'avoir comme point de départ la mesure, qu'elle soit influencée ou non. Rien n'empêche donc d'utiliser la donnée de débit disponible en sortie du barrage et de transposer cet hydrogramme vers l'aval, même si dans ce cas, la pluie nette estimée par inversion perd de sa réalité physique à l'échelle du bassin. C'est ce que présente la figure 7.25b où l'on visualise une simulation à l'embouchure du cours d'eau en considérant l'effet du barrage face à une modélisation de TNT2 ne pouvant le faire.



(a) Sans prise en compte du barrage



(b) Avec prise en compte du barrage

FIGURE 7.25 – Simulation à l'embouchure du Gouët (point 4085) à partir de la station de mesures du barrage de Saint-Barthelemy afin de considérer son effet à l'embouchure (figure 7.25b) et à partir de stations de mesures plus en amont non influencées par le barrage de Saint-Barthelemy (figure 7.25a), à savoir la Maudouve à Saint-Donan (point 1281) et le Gouët à Saint-Julien (point 1278). Ces simulations sont comparées à une simulation de TNT2 en ce même point.

7.3.3.5 Modélisation d'une baie entière

Une fois chaque bassin modélisé, en considérant plusieurs bassins sources lorsque cela est possible, et en considérant l'effet d'un barrage lorsque sa mesure est accessible, l'ensemble des débits entrant dans la baie peut être modélisé en sommant les hydrogrammes des bassins qui l'alimentent. C'est ce que présente la figure 7.26. Ainsi, heure par heure la contribution de chaque bassin peut être considérée même si la figure 7.26 présente les résultats au pas de temps journalier uniquement pour une question de légèreté de figure. Ces contributions peuvent être regardées de manière absolue (figure 7.26a) ou de manière relative (figure 7.26b).

(a) *Simulations cumulées de chaque bassin*

(b) *Contribution relative de chaque bassin*

FIGURE 7.26 – *Simulation de l'ensemble de l'eau douce s'écoulant dans la baie de Saint-Brieuc au pas de temps journalier.*

Ainsi, on repère visuellement les trois bassins fournissant le plus d'eau à la baie, que sont l'exutoire 4079 (Gouessant et Evron), l'exutoire 4085 (Gouët) et l'exutoire 4092 (Ic). À l'échelle annuelle, on visualise une contribution de chaque bassin assez constante tandis

qu'à l'échelle journalière on repère une plus forte variabilité. Notamment, l'effet du barrage de Saint-Barthélémy peut être visualisé à l'échelle de la baie entière à travers de brusques variations qui ne sont pas totalement estompées par le reste des bassins.

7.4 Conclusion

Ce chapitre aura permis de revisiter les chapitres précédents à travers l'examen des chroniques de pluie nette obtenues par inversion. Plusieurs qualités de ces chroniques de pluie nette ont été regardées, notamment leur réalisme physique et leur transposabilité. La première est apparue généralement acceptable mais peut parfois être limitée par quelques oscillations créées par l'inversion. De même, une pluie nette ponctuellement supérieure à la pluie brute a parfois été mise en évidence avec les modèles versant/réseau. Sur la question de la transposabilité, les chroniques se sont généralement montrées facilement comparables entre bassins versants. Notamment, le phasage temporel des chroniques de pluie nette est généralement assez semblable entre les bassins d'études. Cependant, malgré des événements pluvieux souvent assez homogènes entre les bassins, les chroniques de pluie nette qui en résultent peuvent être assez différentes les unes des autres en termes de volume apporté au fil des heures. Ainsi, l'observation seule de la pluie brute reste dans certains cas encore insuffisante pour corriger la pluie nette de chaque bassin et une correction liée à la production même de pluie nette est apparue comme une perspective essentielle à considérer pour les travaux futurs.

Profitant de cette facilité de comparaison de pluie nette entre bassins, deux travaux ont été lancés : 1) une étude de similarité de pluie nette entre bassins, et 2) des combinaisons de chroniques de pluie nette de bassins sources pour estimer la pluie nette du bassin cible.

Ainsi premièrement, l'étude de similarité des chroniques de pluie nette a permis d'identifier un bassin source en fonction d'un bassin cible : le meilleur bassin source constitue le bassin présentant la plus forte similarité dans sa chronique de pluie nette. De plus, cette similarité a pu être reliée à des descripteurs facilement observables. En outre, la proximité géographique et une similarité pluviométrique sont ressorties comme des critères pouvant aider à orienter la sélection d'un bassin source.

Deuxièmement, les chroniques de pluie nette des différents bassins ont été utilisées pour effectuer, d'une part un ensemble de simulations pour le bassin cible, et d'autre part une unique simulation pour le bassin cible grâce à une combinaison des différentes chroniques de pluie nette des bassins sources. La visualisation graphique de l'ensemble des simulations des bassins sources pour un bassin cible donné est apparue comme un bon outil performant pour visualiser la variabilité des réponses hydrologiques des différents bassins. Il est ainsi possible d'accéder à une certaine incertitude dans les simulations effectuées par transpositions d'hydrogrammes. La combinaison des pluies nettes a permis quant à elle d'obtenir des simulations d'une qualité généralement supérieure mais surtout plus robustes que celles qui sont obtenues dans les chapitres précédents. Cependant, la sélection du meilleur bassin source reste encore l'approche la plus performante. Ainsi, la combinaison des chroniques de pluie nette ne peut remplacer une véritable caractérisation de la réponse hydrologique du bassin cible en fonction du bassin source. Par exemple, le Coët-Dan à Naizin malgré son rôle d'ORE source de connaissances montre une réponse hydrologique parfois assez singulière comparativement aux cinq autres bassins, et c'est pourquoi la combinaison des chroniques de pluie nette n'est

pas apparue comme une solution viable pour estimer efficacement le débit de ce bassin. Mais cette singularité peut s'expliquer en partie par la taille du bassin, qui peut conduire à une réponse beaucoup moins moyennée dans l'espace et dans le temps que ne l'est la réponse d'un bassin de plus grande taille (eg. Sivapalan (2003); Skøien et al. (2003)). D'ailleurs les plus petits bassins ont généralement été indentifiés comme les bassins les plus difficiles à prédire au sein de plusieurs études de régionalisation (Parajka et al., 2013; Salinas et al., 2013; Viglione et al., 2013).

Conclusion

Sommaire

8.1 Cheminement de l'évolution méthodologique	189
8.2 Perspectives de l'approche actuelle	192

8.1 Cheminement de l'évolution méthodologique

Ce travail de thèse avait pour objectif de proposer une méthodologie d'estimation du débit à l'exutoire des bassins versants non jaugés bretons. Pour ce faire, l'approche mise en place utilise la robustesse et la généralité d'une modélisation à base géomorphologique afin de caractériser facilement la fonction de transfert de tout bassin. Celle-ci décrit l'ensemble des chemins d'écoulement à travers le bassin versant jusqu'à l'exutoire. L'inversion de cette fonction de transfert permet d'estimer sa variable d'entrée, à savoir la pluie nette. Profitant de son indépendance d'échelle, la pluie nette est transposée vers un second bassin non jaugé où elle pourra servir à y estimer le débit par une simple convolution avec sa propre fonction de transfert.

Cette approche, qui a déjà été appliquée dans un contexte semi-aride tunisien (Boudhraâ et al., 2006; Boudhraâ, 2007; Boudhraâ et al., 2009), est ici reprise et appliquée pour la première fois dans un contexte breton totalement différent en termes climatique et de fonctionnement hydrologique des bassins versants. Elle a d'abord été mise en place de manière identique sur six sous-bassins d'études différents du Blavet et de l'Oust (chapitre 3). Ces bassins d'une taille variant de 4.9 km² à 316 km² ont permis d'explorer différentes configurations spatiales dans les transpositions entre bassins. Parmi ces six bassins, se trouve celui du Coët-Dan à Naizin, qui bénéficie des efforts de recherche (observation, compréhension, modélisation) de l'ORE AgrHys. L'approche a révélé un fort potentiel, notamment sur la question du changement d'échelle lors de la transposition d'hydrogramme d'un bassin vers un autre. Cependant, plusieurs limites à l'approche ont également été identifiées et portent principalement sur l'hypothèse d'homogénéité des processus de versant entre le bassin cible et le bassin source. La question de la variabilité spatio-temporelle de la pluie comme source d'erreur dans la transposition, ainsi que la question de la variabilité du paramètre vitesse d'écoulement

au sein de la fonction de transfert ont également été pointées comme des difficultés dont ce travail de thèse devait chercher à s'affranchir.

Ainsi, afin de réellement rendre la méthode applicable à tout bassin versant non jaugé, un travail de régionalisation de l'unique paramètre de la fonction de transfert, à savoir la vitesse d'écoulement au sein du réseau hydrographique, a été mis en place sur 85 bassins bretons et sur les données débit de 1990 à 2010 (chapitre 4). Grâce à ce jeu de données conséquent, la variabilité de la vitesse entre les bassins et au cours du temps a pu être étudiée et la question de l'estimation de ce paramètre en contexte non jaugé a pu être posée. Ce problème a tout d'abord été en partie résolu par la mise en évidence d'une vitesse médiane caractéristique à chaque bassin. Puis cette vitesse caractéristique a pu être reliée à des variables morphométriques (en particulier la longueur hydraulique moyenne), permettant ainsi d'être estimée pour n'importe quel bassin de la région. De plus, afin de considérer la variabilité événementielle de ce paramètre, il a été montré que les bassins voisins ou emboîtés du bassin cible sont porteurs d'une information sur cette variabilité autour de la médiane qui peut être transposée afin d'améliorer l'estimation de ce paramètre en contexte non jaugé.

L'autre principale difficulté à laquelle doit faire face l'approche d'origine concerne l'hypothèse d'homogénéité des versants entre le bassin cible et le bassin source. En effet, l'avantage de cette hypothèse, volontairement posée, est de permettre de se passer d'une modélisation complexe, non-linéaire et contextuelle des versants et de baser la modélisation uniquement sur la robustesse d'une simple fonction de transfert à travers le réseau hydrographique. Néanmoins, cette hypothèse d'homogénéité de processus de versant est très forte dans ce contexte breton et pour certains couples de bassins et peut, par conséquent, parfois aboutir à des simulations assez éloignées de l'observation notamment durant les périodes séparant deux événements. Sur ce point, un compromis entre d'une part complexifier la modélisation afin de considérer l'hétérogénéité des versants, et d'autre part conserver une modélisation simple et robuste, est nécessaire. Un travail a ainsi été lancé (chapitre 5) pour chercher à résoudre ce compromis. L'objectif était d'élaborer une fonction de transfert considérant non plus seulement l'écoulement à travers le réseau mais également l'écoulement à travers le versant. Avec le souci de conserver une complexité minimale de cette fonction de transfert, ce travail a mis en évidence en premier lieu la nécessité d'une distinction de deux vitesses d'écoulement, à travers le versant et dans le réseau hydrographique.

Une fois l'identification effectuée d'une fonction de transfert versant-réseau relativement simple, mais suffisamment performante pour l'objectif de modélisation des bassins versants non jaugés, celle-ci est reprise et inversée (chapitre 6) de manière identique à l'approche d'origine. Ainsi, cette nouvelle fonction de transfert a ouvert la porte à de nouvelles corrections. Parmi elles, la prise en compte d'une dynamique de versant différente entre le bassin cible et le bassin source, ainsi que la prise en compte d'une variabilité spatio-temporelle de la pluie ont pu être explorées. Notamment, la prise en compte de la spécificité événementielle de l'événement pluvieux (variabilité spatio-temporelle intra-bassin) a pu être intégrée dans l'inversion. De même, la variabilité spatio-temporelle inter-bassins a également pu être intégrée, cette fois-ci au cours de la transposition, autorisant ainsi la toute première correction de la pluie nette d'un bassin source en fonction d'un bassin cible, à la vue des différences de cumuls de pluie observés entre ces deux bassins. Avec ces nouvelles corrections, les qualités de simulation ont généralement été améliorées, et ce d'autant plus pour des bassins qui montraient une certaine dissimilarité hydrologique tels que les bassins les plus éloignés du

bassin cible. L'approche nécessite cependant un paramétrage supplémentaire et le gain de performance parfois relativement faible conduit à la nécessité d'une réflexion sur le choix de l'approche parmi les différentes possibilités (figure 8.1).

À la vue de l'ensemble de ces travaux, il est apparu que la qualité de simulation est principalement dépendante de la similarité hydrologique des bassins impliqués dans la transposition d'hydrogramme. Connaître cette similarité par avance, simplement à travers une analyse physiographique constituerait un avantage majeur puisque cela permettrait de choisir un bassin source en fonction du bassin cible. Cependant, l'étude bibliographique sur ce sujet (chapitre 2) démontre qu'il n'existe pas de consensus clair sur la manière de définir deux bassins similaires, c'est pourquoi la thèse s'est avant tout appuyé sur la notion de distance géographique comme moyen d'arbitrer cette similarité. Cette approche permet de choisir de manière acceptable le bassin source lorsque les réelles raisons sous-jacentes à cette similarité ne sont pas totalement expliquées. Il a cependant été mis en évidence qu'une similarité météorologique joue également un rôle prépondérant dans l'efficacité des transpositions (chapitre 7).

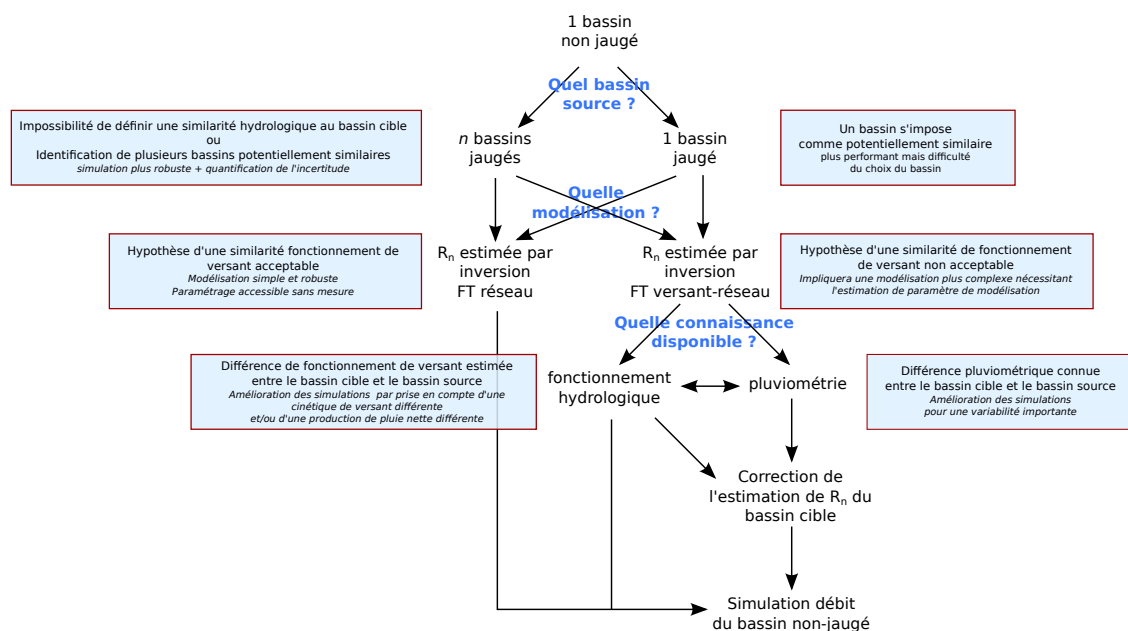


FIGURE 8.1 – *Raisonnement suivi parmi les différentes approches possibles de transposition d'hydrogramme.*

Outre le choix d'un unique bassin source en fonction d'un bassin cible, la seconde approche proposée est de combiner les chroniques de pluies nettes de plusieurs bassins sources. Cette combinaison profite de l'indépendance d'échelle de cette variable. Elle peut être pondérée, ou non, suivant la connaissance d'une similarité avec le bassin cible. Ainsi, cette approche s'est révélé relativement efficace et robuste. Les pondérations testées n'ont cependant apporté aucun gain significatif et la qualité de simulation utilisant ces pluies nettes combinées surpasse rarement celle du meilleur bassin source. Multiplier le nombre de bassins sources permet également d'aboutir à une simulation d'ensemble, et ainsi d'estimer une relative incertitude de

ces transpositions d'hydrogrammes. Cette incertitude doit être reliée à l'incertitude de la mesure elle-même. Pelletier (1988) l'estime entre 8% et 20% tandis que des travaux plus récents (Leonard et al., 2000; Schmidt, 2002) l'estiment à 5-6% (pour la méthode basée sur l'estimation d'une surface mouillée et d'une vitesse). En effet, la nécessité d'intégrer cette incertitude, bien que nécessaire à tout travail de modélisation hydrologique (Di Baldassarre & Montanari, 2009), est particulièrement importante ici où la mesure est l'information transposée.

À la vue de l'ensemble de ces différentes options de modélisation, une réflexion doit être menée quant à celle à mettre en place suivant la connaissance des bassins, l'enjeu et les données disponibles. Cette réflexion est résumée par la figure 8.1, et a également été mise en application dans un cas réel, à savoir celui de l'estimation du débit de l'ensemble des bassins contribuant à l'alimentation de la baie de Saint-Brieuc. Pour cet exemple concret, aucune connaissance n'a été apportée quant à 1) un fonctionnement hydrologique différent entre les bassins cibles et sources, et 2) une information spatiale de la pluie différenciant les cumuls sur les bassins cibles et sources. Par contre, une connaissance a été apportée afin de choisir un à plusieurs bassins sources pour un bassin cible donné. Pour toutes ces raisons, et en suivant le raisonnement de la figure 8.1, l'approche de modélisation choisie s'est finalement restreinte à la modélisation originale basée uniquement sur l'analyse du réseau hydrographique. Ainsi, il faut comprendre que même si ce travail de thèse a ouvert de nouvelles portes, l'approche d'origine peut rester la meilleure approche à suivre dans certains contextes de connaissances et de données disponibles.

8.2 Perspectives de l'approche actuelle

Ce travail de thèse s'est principalement attaché à explorer de nouvelles corrections dans la transposition d'hydrogramme d'un bassin vers un autre. Les travaux ont été focalisés sur le paramètre vitesse d'écoulement, la prise en compte du versant dans la modélisation et la prise en compte de la variabilité de la pluie. Cependant, ce travail peut amorcer plusieurs autres pistes d'amélioration. Parmi elles, différencier la production même de pluie nette entre le bassin cible et le bassin source a été identifié comme une perspective majeure d'amélioration des simulations. Grâce aux travaux élaborés ici, cette correction pourrait facilement être mise en place. En effet, de la même manière qu'une correction heure par heure de la pluie nette a été effectuée par comparaison à la pluie brute, une correction de la pluie nette pourrait également être faite heure par heure au regard d'un facteur relié à cette production, tel que l'évaporation. En effet, une telle correction n'était pas envisageable avec l'approche d'origine qui, de par l'unique modélisation du réseau, estime une pluie nette dont l'historique est inconnu, varié et donc difficile à relier à une variable qui elle prend son sens sur un laps de temps bien défini (pluie heure par heure, ETP, etc.).

De même, la fonction de transfert elle-même pourrait être améliorée en explorant de nouvelles structures à l'image du chapitre 5, notamment en se basant sur une meilleure articulation versant/réseau et une meilleure modélisation du débit de base. De nouvelles hypothèses pourraient être testées, telles que la prise en compte d'une vitesse variable spatialement sur les versants ainsi que la prise en compte d'une dispersion cinématique. Améliorer ainsi la modélisation dans le sens direct aboutirait indirectement à améliorer l'estimation de la pluie nette une fois ce modèle inversé. Comme cela a été démontré dans le chapitre 6, une

meilleure modélisation crée un certain effet boule de neige positif : une inversion de ce modèle engendre une meilleure estimation de la pluie nette pour le bassin source, qui engendre une correction de celle-ci plus efficace, qui engendre une transposition et une reconvolution plus performantes pour le bassin cible.

Enfin, ce travail de thèse a mis en évidence l'importance des travaux de régionalisation et plus généralement ceux en liens avec la similarité hydrologique des bassins. En effet, ces travaux sont apparus comme fondamentalement complémentaires aux travaux de transposition d'hydrogramme. Suivre et faire avancer les connaissances sur ces questions peut potentiellement servir à mieux caractériser ce qui différencie le bassin cible du bassin source et ainsi d'une part mieux comprendre l'incertitude de la transposition mise en œuvre. D'autre part, ils permettraient également de mieux choisir le bassin cible en fonction du bassin source, question qui s'est révélée essentielle au cours des travaux de cette thèse.

Enfin, la segmentation explicite versant/réseau dans les modélisations permet d'estimer la pluie nette en entrée et en sortie de versant, avant de simuler son transfert jusqu'à l'exutoire. Ces estimations des variables d'écoulement intermédiaires entre pluie et débit à l'exutoire ont donc un sens physique par rapport aux compartiments hydrologiques. Les processus de transfert, stockage-destockage, et transformation d'éléments chimiques au sein de ces compartiments, pourraient donc être pris en compte pour développer à plus long terme une modélisation hydrochimique couplée.

Bibliographie

- Abonyi, J. and Feil, B. : Cluster Analysis for Data Mining and System Identification, Birkhäuser Verlag AG, Basel, Switzerland, 2007.
- Agnese, C., D'Asaro, F., and Giordano, G. : Estimation of the time scale of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph from effective streamflow velocity, *Water Resour. Res.*, 24, 969–978, 1988.
- Al-Wagdany, A. S. and Rao, A. R. : Estimation of the Velocity Parameter of the Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph, *Water Resour. Manage.*, 11, 1–16, 1997.
- Al-Wagdany, A. S. and Rao, A. R. : Correlation of the velocity parameter of three geomorphological instantaneous unit hydrograph models, *Hydrol. Process.*, 12, 651–659, 1998.
- Ali, G., Tetzlaff, D., Soulsby, C., McDonnell, J. J., and Capell, R. : A comparison of similarity indices for catchment classification using a cross-regional dataset, *Adv. Water. Resour.*, 40, 11–22, 2012.
- Andréassian, V., Lerat, J., Le Moine, N., and Perrin, C. : Neighbors : Nature's own hydrological models, *J. Hydrol.*, 414, 49–58, 2012.
- Aouissi, J., Pouget, J. C., Boudhraâ, H., Storer, G., and Cudennec, C. : Joint spatial, topological and scaling analysis framework of river-network geomorphometry, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 7–16, 2013.
- Archfield, S. A. and Vogel, R. M. : Map correlation method : Selection of a reference stream-gage to estimate daily streamflow at ungauged catchments, *Water Resour. Res.*, 46, W10 513, 2010.
- Archfield, S. A., Pugliese, A., Castellarin, A., Skøien, J. O., and Kiang, J. E. : Topological and canonical kriging for design flood prediction in ungauged catchments : an improvement over a traditional regional regression approach ?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1575–1588, 2013.
- Aubert, A. H., Gascuel-Oudou, C., Gruau, G., Akkal, N., Faucheux, M., Fauvel, Y., Grimaldi, C., Hamon, Y., Jaffrèzic, A., Lecoz-Boutnik, M., Molénat, J., Petitjean, P., Ruiz, L., and Merot, P. : Solute transport dynamics in small, shallow groundwater-dominated

- agricultural catchments : insights from a high-frequency, multisolute 10 yr-long monitoring study, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1379–1391, 2013a.
- Aubert, A. H., Tavenard, R., Emonet, R., de Lavenne, A., Malinowski, S., Guyet, T., Quiniou, R., Odobez, J. M., Merot, P., and Gascuel-Oudou, C. : Clustering flood events from water quality time-series with a probabilistic method newly applied in hydrology, *Water Resour. Res.*, In review, 2013b.
- Bárdossy, A. : Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 703–710, 2007.
- Beaujouan, V., Durand, P., Ruiz, L., Auroousseau, P., and Cotteret, G. : A hydrological model dedicated to topography-based simulation of nitrogen transfer and transformation : rationale and application to the geomorphology– denitrification relationship, *Hydrol. Process.*, 16, 493–507, 2002.
- Benichou, P. and Le Breton, O. : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques, *La Météorologie*, 7, 23–34, 1987.
- Bertin, J. : *Sémiologie graphique : les diagrammes, les réseaux, les cartes*, 1967.
- Best, D. J. and Roberts, D. E. : Algorithm AS 89 : The upper tail probabilities of Spearman's rho, *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 24, 377–379, 1975.
- Beven, K. : TOPMODEL : a critique, *Hydrol. Process.*, 11, 1069–1085, 1997.
- Beven, K. : Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 4, 203–213, 2000.
- Beven, K. : Towards integrated environmental models of everywhere : uncertainty, data and modelling as a learning process, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 460–467, 2007.
- Beven, K. : On doing better hydrological science, *Hydrol. Process.*, 22, 3549–3553, 2008.
- Beven, K. and Freer, J. : Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology, *J. Hydrol.*, 249, 11–29, 2001.
- Beven, K. and Kirkby, M. J. : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant, *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, 43–69, 1979.
- Beven, K. and Wood, E. F. : Channel network hydrology, chap. Flow routing and the hydrological response of channel networks, pp. 99–128, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England, 1993.
- Beven, K., Wood, E. F., and Sivapalan, M. : On hydrological heterogeneity — Catchment morphology and catchment response, *J. Hydrol.*, 100, 353–375, 1988.

- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., and Savenije, H. H. G. : Runoff Prediction in Ungauged Basins. Synthesis across Processes, Places and Scales, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013.
- Blöschl, G. : Rainfall-Runoff Modeling of Ungauged Catchments, in : Encyclopedia of Hydrological Sciences, pp. 2061–2079, John Wiley & Sons, Ltd, 2005.
- Blöschl, G. : Hydrologic synthesis : Across processes, places, and scales, Water Resour. Res., 42, W03S02, 2006.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M. : Scale issues in hydrological modelling : A review, Hydrol. Process., 9, 251–290, 1995.
- Botter, G. and Rinaldo, A. : Scale effect on geomorphologic and kinematic dispersion, Water Resour. Res., 39, 10 PP., 2003.
- Boudhraâ, H. : Modélisation pluie-débit à base géomorphologique en milieu semi-aride rural tunisien : association d'approches directes et inverses, Ph.D. thesis, Institut National Agronomique de Tunisie à Tunis, 2007.
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Slimani, M., and Andrieu, H. : Inversion d'une modélisation de type hydrogramme unitaire à base géomorphologique : interprétation physique et première mise en oeuvre, IAHS publ., 303, 391–399, 2006.
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Slimani, M., and Andrieu, H. : Hydrograph transposition between basins through a geomorphology-based deconvolution-reconvolution approach, IAHS publ., 333, 76–83, 2009.
- Bourqui, M. : Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques, Ph.D. thesis, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Centre de Paris, 2008.
- Brodie, R. S. and Hostetler, S. : A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs, in : Proceedings of the NZHS-IAH-NZSSS 2005 conference, vol. 28, 2005.
- Bulygina, N. and Gupta, H. : Estimating the uncertain mathematical structure of a water balance model via Bayesian data assimilation, Water Resour. Res., 45, n/a–n/a, 2009.
- Bulygina, N. and Gupta, H. : How Bayesian data assimilation can be used to estimate the mathematical structure of a model, Stoch. Env. Res. Risk A., 24, 925–937, 2010.
- Bulygina, N. and Gupta, H. : Correcting the mathematical structure of a hydrological model via Bayesian data assimilation, Water Resour. Res., 47, W05 514, 2011.
- Burn, D. H. and Boorman, D. B. : Estimation of hydrological parameters at ungauged catchments, J. Hydrol., 143, 429–454, 1993.
- Buttle, J. : Mapping first-order controls on streamflow from drainage basins : the T3 template, Hydrol. Process., 20, 3415–3422, 2006.

- Buytaert, W. and Beven, K. : Regionalization as a learning process, *Water Resour. Res.*, 45, W11 419, 2009.
- Carlston, C. W. : Downstream variations in the hydraulic geometry of streams ; special emphasis on mean velocity, *Am. J. Sci.*, 267, 499, 1969.
- Castiglioni, S., Castellarin, A., and Montanari, A. : Prediction of low-flow indices in ungauged basins through physiographical space-based interpolation, *J. Hydrol.*, 378, 272–280, 2009.
- Castiglioni, S., Castellarin, A., Montanari, A., Skøien, J. O., Laaha, G., and Blöschl, G. : Smooth regional estimation of low-flow indices : physiographical space based interpolation and top-kriging, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 715–727, 2011.
- Champeaux, J.-L., Dupuy, P., Laurantin, O., Soulan, I., Tabary, P., and Soubeyroux, J.-M. : Les mesures de précipitations et l’estimation des lames d’eau à Météo-France : état de l’art et perspectives, *La Houille Blanche*, pp. 28–34, 2009.
- Chang, C.-H. and Lee, K. T. : Analysis of geomorphologic and hydrological characteristics in watershed saturated areas using topographic-index threshold and geomorphology-based runoff model, *Hydrol. Process.*, 22, 802–812, 2008.
- Chapman, T. : A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation, *Hydrol. Process.*, 13, 701–714, 1999.
- Chargui, S., Cudennec, C., Slimani, M., Pouget, J. C., and Aouissi, J. : Robust and flexible hydroinformatics to account for rainfall space-time variability in a data-sparse region, *IAHS publ.*, 333, 295–301, 2009.
- Chokmani, K. and Ouarda, T. B. M. J. : Physiographical space-based kriging for regional flood frequency estimation at ungauged sites, *Water Resour. Res.*, 40, W12 514, 2004.
- Chow, V. T. : *Handbook of applied hydrology*, Mc Graw Hill, New York, 1964.
- Clark, M. P., Kavetski, D., and Fenicia, F. : Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling, *Water Resour. Res.*, 47, W09 301, 2011.
- Clerc, M. : From Theory to Practice in Particle Swarm Optimization, in : *Handbook of Swarm Intelligence*, edited by Panigrahi, B., Shi, Y., and Lim, M.-H., vol. 8 of *Adaptation, Learning, and Optimization*, pp. 3–36, Springer Berlin Heidelberg, 2010.
- Clerc, M. : *Standard Particle Swarm Optimisation*, 2012.
- Cudennec, C. : Description mathématique de l’organisation du réseau hydrographique et modélisation hydrologique, Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, 2000.
- Cudennec, C. : On width function-based unit hydrographs deduced from separately random self-similar river networks and rainfall variability : Discussion of “Coding random self-similar river networks and calculating geometric distances : 1. General methodology” and “2. Application to runoff simulations”, *Hydrolog. Sci. J.*, 52, 230–237, 2007.

- Cudenec, C., Fouad, Y., Gatot, I. S., and Duchesne, J. : A geomorphological explanation of the unit hydrograph concept, *Hydrol. Process.*, 18, 603–621, 2004a.
- Cudenec, C., Sarraza, M., and Nasri, S. : Modélisation robuste de l’impact agrégé de retenues collinaires sur l’hydrologie de surface, *Rev. Sci. Eau*, 17, 181–194, 2004b.
- Cudenec, C., Slimani, M., and Le Goulven, P. : Accounting for sparsely observed rainfall space-time variability in a rainfall-runoff model of a semiarid Tunisian basin, *Hydrolog. Sci. J.*, 50, 617–630, 2005.
- Czekanowski, J. : Zur differentialdiagnose der Neandertalgruppe, *Friedr. Vieweg & Sohn*, 1909.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., and Al-Malki, P. W. : Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer, *J. Hydrol.*, 274, 248–269, 2003.
- Di Baldassarre, G. and Montanari, A. : Uncertainty in river discharge observations : a quantitative analysis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 913–921, 2009.
- Di Lazzaro, M. : Regional analysis of storm hydrographs in the Rescaled Width Function framework, *J. Hydrol.*, 373, 352–365, 2009.
- D’Odorico, P. and Rigon, R. : Hillslope and channel contributions to the hydrologic response, *Water Resour. Res.*, 39, 1113, 2003.
- Dooge, J. C. I. : A general theory of the unit hydrograph, *J. Geophys. Res.*, 64, 241–256, 1959.
- Dowle, M., Short, T., and Lianoglou, S. : `data.table` : Extension of `data.frame` for fast indexing, fast ordered joins, fast assignment, fast grouping and list columns., R package version 1.8.6, 2012.
- Dunn, S. M. and Lilly, A. : Investigating the relationship between a soils classification and the spatial parameters of a conceptual catchment-scale hydrological model, *J. Hydrol.*, 252, 157–173, 2001.
- Dunn, S. M., Freer, J., Weiler, M., Kirkby, M. J., Seibert, J., Quinn, P. F., Lischeid, G., Tetzlaff, D., and Soulsby, C. : Conceptualization in catchment modelling : simply learning ?, *Hydrol. Process.*, 22, 2389–2393, 2008.
- European Environment Agency : CLC2006 technical guidelines, *Tech. rep.*, 2007.
- Euser, T., Winsemius, H. C., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Uhlenbrook, S., and Savenije, H. H. G. : A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1893–1912, 2013.
- Everitt, B. S., Landau, S., Leese, M., and Stahl, D. : *Cluster Analysis*, Wiley series in probability and statistics, Wiley, 2011.

- Fenicia, F., McDonnell, J. J., and Savenije, H. H. G. : Learning from model improvement : On the contribution of complementary data to process understanding, *Water Resour. Res.*, 44, W06 419, 2008a.
- Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., and Pfister, L. : Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement, *Water Resour. Res.*, 44, W01 402, 2008b.
- Fenicia, F., Kavetski, D., and Savenije, H. H. G. : Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling : 1. Motivation and theoretical development, *Water Resour. Res.*, 47, W11 510, 2011.
- Fenicia, F., Kavetski, D., Savenije, H. H. G., Clark, M. P., Schoups, G., Pfister, L., and Freer, J. : Catchment properties, function, and conceptual model representation : is there a correspondence?, *Hydrol. Process.*, Early View Online, 2013.
- Franchini, M. and O'Connell, P. E. : An analysis of the dynamic component of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph, *J. Hydrol.*, 175, 407–428, 1996.
- Freeman, T. G. : Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid, *Comput. Geosci.*, 17, 413–422, 1991.
- Gascuel-Oudou, C., Weiler, M., and Molenat, J. : Effect of the spatial distribution of physical aquifer properties on modelled water table depth and stream discharge in a headwater catchment, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1179–1194, 2010.
- Gharari, S., Hrachowitz, M., Fenicia, F., and Savenije, H. H. G. : An approach to identify time consistent model parameters : sub-period calibration, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 149–161, 2013.
- Giannoni, F., Roth, G., and Rudari, R. : Can the behaviour of different basins be described by the same model's parameter set? A geomorphologic framework, *Phys. Chem. Earth.*, 28, 289–295, 2003a.
- Giannoni, F., Smith, J. A., Zhang, Y., and Roth, G. : Hydrologic modeling of extreme floods using radar rainfall estimates, *Adv. Water. Resour.*, 26, 195–203, 2003b.
- Giannoni, F., Roth, G., and Rudari, R. : A procedure for drainage network identification from geomorphology and its application to the prediction of the hydrologic response, *Adv. Water. Resour.*, 28, 567–581, 2005.
- Gibbs, M. S., Dandy, G. C., and Maier, H. R. : Evaluation of parameter setting for two GIS based unit hydrograph models, *J. Hydrol.*, 393, 197–205, 2010.
- Gironás, J., Niemann, J. D., Roesner, L. A., Rodriguez, F., and Andrieu, H. : A morpho-climatic instantaneous unit hydrograph model for urban catchments based on the kinematic wave approximation, *J. Hydrol.*, 377, 317–334, 2009.
- Gordon, A. : Classification, Chapman & Hall/CRC Monographs on Statistics & Applied Probability, Taylor & Francis, 2nd Edition, 1999.

- Gottschalk, L. : Hydrological Regionalization Of Sweden, *Hydrolog. Sci. J.*, 30, 65–83, 1985.
- Götzinger, J. and Bárdossy, A. : Comparison of four regionalisation methods for a distributed hydrological model, *J. Hydrol.*, 333, 374–384, 2007.
- Griffiths, G. A. and Clausen, B. : Streamflow recession in basins with multiple water storages, *J. Hydrol.*, 190, 60–74, 1997.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Alonso, G., and Nardi, F. : Flow time estimation with spatially variable hillslope velocity in ungauged basins, *Adv. Water. Resour.*, 33, 1216–1223, 2010.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., and Nardi, F. : A parsimonious geomorphological unit hydrograph for rainfall–runoff modelling in small ungauged basins, *Hydrolog. Sci. J.*, 57, 73–83, 2012.
- Gupta, H. V., Wagener, T., and Liu, Y. : Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation, *Hydrol. Process.*, 22, 3802–3813, 2008.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F. : Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling, *J. Hydrol.*, 377, 80–91, 2009.
- Gupta, V. K. and Mesa, O. J. : Runoff generation and hydrologic response via channel network geomorphology — Recent progress and open problems, *J. Hydrol.*, 102, 3–28, 1988.
- Gupta, V. K. and Waymire, E. : On the formulation of an analytical approach to hydrologic response and similarity at the basin scale, *J. Hydrol.*, 65, 95–123, 1983.
- Gupta, V. K., Waymire, E., and Wang, C. T. : A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology, *Water Resour. Res.*, 16, 855–862, 1980.
- Guttman, L. : Measurement and Prediction. *The American Soldier.*, vol. IV, chap. The basis for scalogram analysis, John Wiley & Sons, New York, 1950.
- Gyasi-Agyei, Y., de Troch, F. P., and Troch, P. A. : A dynamic hillslope response model in a geomorphology based rainfall-runoff model, *J. Hydrol.*, 178, 1–18, 1996.
- Hall, M. J. and Minns, A. W. : The classification of hydrologically homogeneous regions, *Hydrolog. Sci. J.*, 44, 693–704, 1999.
- Hall, M. J., Zaki, A. F., and Shahin, M. M. A. : Regional analysis using the Geomorphoclimatic Instantaneous Unit Hydrograph, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 5, 93–102, 2001.
- Hartigan, J. A. : Clustering algorithms, John Wiley & Sons, Inc., 1975.
- Hartigan, J. A. and Wong, M. A. : Algorithm AS 136 : A k-means clustering algorithm, *Applied Statistics*, 28, 100–108, 1979.
- Hastie, T., Tibshirani, R., Friedman, J., and Franklin, J. : The elements of statistical learning : data mining, inference and prediction, vol. 27, pp. 453–480, Springer, 2001.

- He, Y., Bárdossy, A., and Zehe, E. : A review of regionalisation for continuous streamflow simulation, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 3539–3553, 2011.
- Holmgren, P. : Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models : An empirical evaluation, *Hydrol. Process.*, 8, 327–334, 1994.
- Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Blöschl, G., McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Pomeroy, J. W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M. P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J. E., Gelfan, A., Gupta, H. V., Hughes, D. A., Hut, R. W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P. A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H. C., Woods, R. A., Zehe, E., and Cudennec, C. : A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review, *Hydrolog. Sci. J.*, 58, 1198–1255, 2013.
- Hundecha, Y., Ouarda, T. B. M. J., and Bárdossy, A. : 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, W01 427, 2008.
- Jakeman, A. J. and Hornberger, G. M. : How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?, *Water Resour. Res.*, 29, 2637–2650, 1993.
- Jasiewicz, J. and Metz, M. : A new GRASS GIS toolkit for Hortonian analysis of drainage networks, *Comput. Geosci.*, 37, 1162–1173, 2011.
- Kane, M. J. and Emerson, J. W. : bigmemory : Manage massive matrices with shared memory and memory-mapped files, R package version 4.3, 2012.
- Katz, D. M., Watts, F. J., and Burroughs, E. R. : Effects of surface roughness and rainfall impact on overland flow, *J. Hydraul. Eng.*, 121, 546–553, 1995.
- Kavetski, D. and Fenicia, F. : Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling : 2. Application and experimental insights, *Water Resour. Res.*, 47, W11 511, 2011.
- Kay, A. L., Jones, D. A., Crooks, S. M., Kjeldsen, T. R., and Fung, C. F. : An investigation of site-similarity approaches to generalisation of a rainfall-runoff model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 500–515, 2007.
- Kennedy, J. and Eberhart, R. : Particle swarm optimization, in : *Neural Networks, 1995. Proceedings., IEEE International Conference on*, vol. 4, pp. 1942–1948 vol.4, 1995.
- Kirkby, M. J. : Tests of the random network model, and its application to basin hydrology, *Earth. Surf. Processes*, 1, 197–212, 1976.
- Klemeš, V. : Conceptualization and scale in hydrology, *J. Hydrol.*, 65, 1–23, 1983.
- Kokkonen, T. S., Jakeman, A. J., Young, P. C., and Koivusalo, H. J. : Predicting daily flows in ungauged catchments : model regionalization from catchment descriptors at the Coweeta Hydrologic Laboratory, North Carolina, *Hydrol. Process.*, 17, 2219–2238, 2003.

- Kumar, R., Chatterjee, C., Singh, R. D., Lohani, A. K., and Kumar, S. : Runoff estimation for an ungauged catchment using geomorphological instantaneous unit hydrograph (GIUH) models, *Hydrol. Process.*, 21, 1829–1840, 2007.
- Laurantin, O. : ANTILOPE : hourly rainfall analysis merging radar and raingauges data, in : *Weather Radar and Hydrology Conference*, Grenoble, 2008.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., and Michel, C. : How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments, *Water Resour. Res.*, 43, W06 428, 2007.
- Leonard, J., Mietton, M., Najib, H., and Gourbesville, P. : Rating curve modelling with Manning's equation to manage instability and improve extrapolation, *Hydrolog. Sci. J.*, 45, 739–750, 2000.
- Leopold, L. B. and Maddock, T. : *The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications*, *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 252, 56, 1953.
- Loua, T. : *Atlas statistique de la population de Paris*, J. Dejeu & cie, 1873.
- MacQueen, J. et al. : Some methods for classification and analysis of multivariate observations, in : *Proceedings of the fifth Berkeley symposium on mathematical statistics and probability*, vol. 1, p. 14, California, USA, 1967.
- Maidment, D. R., Olivera, F., Calver, A., Eatherall, A., and Fraczek, W. : Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field, *Hydrol. Process.*, 10, 831–844, 1996.
- Martina, M. L. V., Todini, E., and Liu, Z. : Preserving the dominant physical processes in a lumped hydrological model, *J. Hydrol.*, 399, 121–131, 2011.
- McCuen, R. H. : Uncertainty analyses of watershed time parameters, *J. Hydrol. Eng.*, 14, 490–498, 2009.
- McDonnell, J. J. : Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response, *Hydrol. Process.*, 17, 1869–1875, 2003.
- McDonnell, J. J. and Woods, R. : On the need for catchment classification, *J. Hydrol.*, 299, 2–3, 2004.
- McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., Hinz, C., Hooper, R., Kirchner, J., Roderick, M. L., Selker, J., and Weiler, M. : Moving beyond heterogeneity and process complexity : A new vision for watershed hydrology, *Water Resour. Res.*, 43, W07 301, 2007.
- McIntyre, N., Lee, H., Wheeler, H., Young, A., and Wagener, T. : Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments, *Water Resour. Res.*, 41, W12 434, 2005.
- McMillan, H. K., Clark, M. P., Bowden, W. B., Duncan, M., and Woods, R. A. : Hydrological field data from a modeller's perspective : Part 1. Diagnostic tests for model structure, *Hydrol. Process.*, 25, 511–522, 2011.

- Menabde, M. and Sivapalan, M. : Linking space–time variability of river runoff and rainfall fields : a dynamic approach, *Adv. Water. Resour.*, 24, 1001–1014, 2001.
- Menke, W. : Geophysical data analysis : discrete inverse theory, vol. 45, Academic Press, 1989.
- Merot, P., Ezzahar, B., Walter, C., and Auroousseau, P. : Mapping waterlogging of soils using digital terrain models, *Hydrol. Process.*, 9, 27–34, 1995.
- Merot, P., Squidant, H., Auroousseau, P., Hefting, M., Burt, T., Maitre, V., Kruk, M., Butturini, A., Thenail, C., and Viaud, V. : Testing a climato-topographic index for predicting wetlands distribution along an European climate gradient, *Ecol. Model.*, 163, 51 – 71, 2003.
- Merz, R. and Blöschl, G. : Regionalisation of catchment model parameters, *J. Hydrol.*, 287, 95–123, 2004.
- Merz, R. and Blöschl, G. : Flood frequency regionalisation—spatial proximity vs. catchment attributes, *J. Hydrol.*, 302, 283–306, 2005.
- Molénat, J. and Gascuel-Oudou, C. : Modelling flow and nitrate transport in groundwater for the prediction of water travel times and of consequences of land use evolution on water quality, *Hydrol. Process.*, 16, 479–492, 2002.
- Molénat, J., Gascuel-Oudou, C., Davy, P., and Durand, P. : How to model shallow water-table depth variations : the case of the Kervidy-Naizin catchment, France, *Hydrol. Process.*, 19, 901–920, 2005.
- Molénat, J., Gascuel-Oudou, C., Ruiz, L., and Gruau, G. : Role of water table dynamics on stream nitrate export and concentration in agricultural headwater catchment (France), *J. Hydrol.*, 348, 363–378, 2008.
- Montanari, A., Young, G., Savenije, H. H. G., Hughes, D., Wagener, T., Ren, L. L., Koutsoyiannis, D., Cudennec, C., Toth, E., Grimaldi, S., Blöschl, G., Sivapalan, M., Beven, K., Gupta, H., Hipsey, M., Schaeffli, B., Arheimer, B., Boegh, E., Schymanski, S. J., Di Baldassarre, G., Yu, B., Hubert, P., Huang, Y., Schumann, A., Post, D. A., Srinivasan, V., Harman, C., Thompson, S., Rogger, M., Viglione, A., McMillan, H., Characklis, G., Pang, Z., and Belyaev, V. : “Panta Rhei—Everything Flows” : Change in hydrology and society—The IAHS Scientific Decade 2013–2022, *Hydrolog. Sci. J.*, 58, 1256–1275, 2013.
- Moore, R. D. : Storage-outflow modelling of streamflow recessions, with application to a shallow-soil forested catchment, *J. Hydrol.*, 198, 260–270, 1997.
- Morel, B., Durand, P., Jaffrézic, A., Gruau, G., and Molénat, J. : Sources of dissolved organic carbon during stormflow in a headwater agricultural catchment, *Hydrol. Process.*, 23, 2888–2901, 2009.
- Morris, M. D. : Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments, *Technometrics*, 33, 161–174, 1991.

- Moussa, R. : Geomorphological transfer function calculated from digital elevation models for distributed hydrological modelling, *Hydrol. Process.*, 11, 429–449, 1997.
- Moussa, R. : On morphometric properties of basins, scale effects and hydrological response, *Hydrol. Process.*, 17, 33–58, 2003.
- Moussa, R. : Effect of channel network topology, basin segmentation and rainfall spatial distribution on the geomorphologic instantaneous unit hydrograph transfer function, *Hydrol. Process.*, 22, 395–419, 2008a.
- Moussa, R. : What controls the width function shape, and can it be used for channel network comparison and regionalization ?, *Water Resour. Res.*, 44, W08 456, 2008b.
- Moussa, R. : When monstrosity can be beautiful while normality can be ugly : assessing the performance of event-based flood models, *Hydrolog. Sci. J.*, 55, 1074–1084, 2010.
- Naden, P. S. : Spatial variability in flood estimation for large catchments : the exploitation of channel network structure, *Hydrolog. Sci. J.*, 37, 53–71, 1992.
- Nagel, D., Buffington, J. M., and Luce, C. : A simple drainage enforcement procedure for estimating catchment area using DEM data, in : *NW GIS User Conference*, Oct. 17-21 2011, Boise, Idaho, 2011.
- Nash, J. E. : The form of the instantaneous unit hydrograph, *IAHS publ.*, 45, 114–121, 1957.
- Noto, L. V. and La Loggia, G. : Derivation of a distributed unit hydrograph integrating GIS and remote sensing, *J. Hydrol. Eng.*, 12, 639–650, 2007.
- NRCS (Natural Resources Conservation Service) : *Ponds-Planning, design, construction.*, Agriculture Handbook 590, Washington, DC : US Natural Resources Conservation Service, 1997.
- Oehler, F., Durand, P., Bordenave, P., Saadi, Z., and Salmon-Monviola, J. : Modelling denitrification at the catchment scale, *Sci. Total Environ.*, 407, 1726–1737, 2009.
- Ouarda, T. B. M. J., Girard, C., Cavadias, G. S., and Bobée, B. : Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis, *J. Hydrol.*, 254, 157–173, 2001.
- Oudin, L., Andréassian, V., Lerat, J., and Michel, C. : Has land cover a significant impact on mean annual streamflow ? An international assessment using 1508 catchments, *J. Hydrol.*, 357, 303–316, 2008a.
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., and Le Moine, N. : Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments : A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments, *Water Resour. Res.*, 44, W03 413, 2008b.
- Oudin, L., Kay, A., Andréassian, V., and Perrin, C. : Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar ?, *Water Resour. Res.*, 46, W11 558, 2010.

- Ouyang, R., Ren, L., Cheng, W., and Zhou, C. : Similarity search and pattern discovery in hydrological time series data mining, *Hydrol. Process.*, 24, 1198–1210, 2010.
- Parajka, J., Merz, R., and Blöschl, G. : A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 9, 157–171, 2005.
- Parajka, J., Viglione, A., Rogger, M., Salinas, J. L., Sivapalan, M., and Blöschl, G. : Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 1 : Runoff-hydrograph studies, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1783–1795, 2013.
- Patil, S. and Stieglitz, M. : Hydrologic similarity among catchments under variable flow conditions, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 989–997, 2011.
- Patil, S. and Stieglitz, M. : Controls on hydrologic similarity : role of nearby gauged catchments for prediction at an ungauged catchment, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 551–562, 2012.
- Pelletier, P. M. : Uncertainties in the single determination of river discharge : a literature review, *Can. J. Civ. Eng.*, 15, 834–850, 1988.
- Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. : Does a large number of parameters enhance model performance ? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments, *J. Hydrol.*, 242, 275–301, 2001.
- Petrie, W. M. F. : Sequences in prehistoric remains, *Journal of the Anthropological Institute of Great Britain and Ireland*, pp. 295–301, 1899.
- Pilgrim, D. H. : Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed, *Water Resour. Res.*, 12, 487–496, 1976.
- Pilgrim, D. H. : Isochrones of travel time and distribution of flood storage from a tracer study on a small watershed, *Water Resour. Res.*, 13, 587–595, 1977.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., and Planchon, O. : The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models, *Hydrol. Process.*, 5, 59–79, 1991.
- Quinn, P. F., Beven, K., and Lamb, R. : The $\ln(a/\tan\beta)$ index : How to calculate it and how to use it within the topmodel framework, *Hydrol. Process.*, 9, 161–182, 1995.
- R Development Core Team : R : A Language and Environment for Statistical Computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2012.
- Randrianasolo, A., Ramos, M. H., and Andréassian, V. : Hydrological ensemble forecasting at ungauged basins : using neighbour catchments for model setup and updating, *Adv. Geosci.*, 29, 1–11, 2011.
- Razavi, T. and Coulibaly, P. : Classification of Ontario watersheds based on physical attributes and streamflow series, *J. Hydrol.*, 493, 81–94, 2013.

- Reed, D. W., Jakob, D., Robson, A. J., Faulkner, D. S., and Stewart, E. J. : Regional frequency analysis : A new vocabulary, IAHS publ., 255, 237–243, 1999.
- Reusser, D. E., Buytaert, W., and Zehe, E. : Temporal dynamics of model parameter sensitivity for computationally expensive models with the Fourier amplitude sensitivity test, *Water Resour. Res.*, 47, W07 551, 2011.
- Rigon, R., D’Odorico, P., and Bertoldi, G. : The geomorphic structure of the runoff peak, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 1853–1863, 2011.
- Rinaldo, A. and Rodríguez-Iturbe, I. : Geomorphological theory of the hydrological response, *Hydrol. Process.*, 10, 803–829, 1996.
- Rinaldo, A., Marani, A., and Rigon, R. : Geomorphological dispersion, *Water Resour. Res.*, 27, 513–525, 1991.
- Rinaldo, A., Vogel, G. K., Rigon, R., and Rodriguez-Iturbe, I. : Can one gauge the shape of a basin ?, *Water Resour. Res.*, 31, 1119–1127, 1995.
- Robinson, J. S., Sivapalan, M., and Snell, J. D. : On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments, *Water Resour. Res.*, 31, 3089–3101, 1995.
- Rodríguez-Iturbe, I., González-Sanabria, M., and Bras, R. L. : A geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph, *Water Resour. Res.*, 18, 877–886, 1982.
- Rodríguez-Iturbe, I. and Rinaldo, A. : *Fractal River Basins : Chance and Self-Organization*, Cambridge University Press, Cambridge (UK), 1997.
- Rodríguez-Iturbe, I. and Valdés, J. B. : The geomorphologic structure of hydrologic response, *Water Resour. Res.*, 15, 1409–1420, 1979.
- Rodríguez-Iturbe, I., Devoto, G., and Valdés, J. B. : Discharge response analysis and hydrologic similarity : the interrelation between the geomorphologic IUH and the storm characteristics, *Water Resour. Res.*, 15, 1435–1444, 1979.
- Rouxel, M., Molénat, J., Ruiz, L., Legout, C., Faucheux, M., and Gascuel-Oudou, C. : Seasonal and spatial variation in groundwater quality along the hillslope of an agricultural research catchment (Western France), *Hydrol. Process.*, 25, 831–841, 2011.
- Saco, P. M. and Kumar, P. : Kinematic dispersion in stream networks 1. Coupling hydraulic and network geometry, *Water Resour. Res.*, 38, 14 PP., 2002.
- Saco, P. M. and Kumar, P. : Kinematic dispersion effects of hillslope velocities, *Water Resour. Res.*, 40, W01 301, 2004.
- Sahoo, B., Chatterjee, C., Raghuwanshi, N. S., Singh, R., and Kumar, R. : Flood Estimation by GIUH-Based Clark and Nash Models, *J. Hydrol. Eng.*, 11, 515–525, 2006.

- Salinas, J. L., Laaha, G., Rogger, M., Parajka, J., Viglione, A., Sivapalan, M., and Blöschl, G. : Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 2 : Flood and low flow studies, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2637–2652, 2013.
- Samaniego, L., Bardossy, A., and Kumar, R. : Streamflow prediction in ungauged catchments using copula-based dissimilarity measures, *Water Resour. Res.*, 46, W02 506, 2010a.
- Samaniego, L., Kumar, R., and Attinger, S. : Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale, *Water Resour. Res.*, 46, W05 523, 2010b.
- Sauquet, E., Gottschalk, L., and Leblois, E. : Mapping average annual runoff : a hierarchical approach applying a stochastic interpolation scheme, *Hydrolog. Sci. J.*, 45, 799–815, 2000.
- Savenije, H. H. G. : HESS Opinions "The art of hydrology", *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 157–161, 2009.
- Sawicz, K., Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P. A., and Carrillo, G. : Catchment classification : empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern USA, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2895–2911, 2011.
- Schmidt, A. R. : Analysis of Stage-Discharge Relations for Open-Channel Flows and their Associated Uncertainties, Ph.D. thesis, University of Illinois, 2002.
- Shamseldin, A. Y. and Nash, J. E. : The geomorphological unit hydrograph – a critical review, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2, 1–8, 1998.
- Sherman, L. K. : Streamflow from rainfall by the unit hydrograph method, *English News Record*, 108, 501–505, 1932.
- Shreve, R. L. : Stream lengths and basin areas in topologically random channel networks, *J. Geol.*, 77, 397–414, 1969.
- Sivapalan, M. : Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale : is there a connection ?, *Hydrol. Process.*, 17, 1037–1041, 2003.
- Sivapalan, M. : Pattern, Process and Function : Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale, in : *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, pp. 193–219, John Wiley & Sons, Ltd, 2005.
- Sivapalan, M. : The secret to ‘doing better hydrological science’ : change the question!, *Hydrol. Process.*, 23, 1391–1396, 2009.
- Sivapalan, M., Jothityangkoon, C., and Menabde, M. : Linearity and nonlinearity of basin response as a function of scale : Discussion of alternative definitions, *Water Resour. Res.*, 38, 5, 2002.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Zhang, L., and Vertessy, R. : Downward approach to hydrological prediction, *Hydrol. Process.*, 17, 2101–2111, 2003a.

- Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S. W., Gupta, V. K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J. J., Mendiondo, E. M., O'connell, P. E., Oki, T., Pomeroy, J. W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S., and Zehe, E. : IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012 : Shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydrolog. Sci. J.*, 48, 857–880, 2003b.
- Skøien, J. O. and Blöschl, G. : Spatiotemporal topological kriging of runoff time series, *Water Resour. Res.*, 43, W09419, 2007.
- Skøien, J. O., Blöschl, G., and Western, A. W. : Characteristic space scales and timescales in hydrology, *Water Resour. Res.*, 39, 1304, 2003.
- Skøien, J. O., Merz, R., and Blöschl, G. : Top-kriging - geostatistics on stream networks, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, 277–287, 2006.
- Sneath, P. H. : The application of computers to taxonomy, *J. Gen. Microbiol.*, 17, 201–226, 1957.
- Snell, J. D. and Sivapalan, M. : On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph, *Water Resour. Res.*, 30, 2311–2323, 1994.
- Soulsby, C., Neal, C., Laudon, H., Burns, D. A., Merot, P., Bonell, M., Dunn, S. M., and Tetzlaff, D. : Catchment data for process conceptualization : simply not enough ?, *Hydrol. Process.*, 22, 2057–2061, 2008.
- Ssegane, H., Tollner, E. W., Mohamoud, Y. M., Rasmussen, T. C., and Dowd, J. F. : Advances in variable selection methods II : Effect of variable selection method on classification of hydrologically similar watersheds in three Mid-Atlantic ecoregions, *J. Hydrol.*, 438–439, 26–38, 2012.
- Surkan, A. J. : Synthetic Hydrographs : Effects of Network Geometry, *Water Resour. Res.*, 5, 112–128, 1969.
- Tarantola, A. and Valette, B. : Inverse problems= quest for information, *J. Geophys.*, 50, 150–170, 1982.
- Tetzlaff, D., McDonnell, J. J., Uhlenbrook, S., McGuire, K. J., Bogaart, P. W., Naef, F., Baird, A. J., Dunn, S. M., and Soulsby, C. : Conceptualizing catchment processes : simply too complex ?, *Hydrol. Process.*, 22, 1727–1730, 2008a.
- Tetzlaff, D., Uhlenbrook, S., Eppert, S., and Soulsby, C. : Does the incorporation of process conceptualization and tracer data improve the structure and performance of a simple rainfall-runoff model in a Scottish mesoscale catchment ?, *Hydrol. Process.*, 22, 2461–2474, 2008b.
- Tillotson, P. M. and Nielsen, D. R. : Scale factors in soil science, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 953–959, 1984.
- Todini, E. : Rainfall-runoff modeling — Past, present and future, *J. Hydrol.*, 100, 341–352, 1988.

- Troch, P. A., Carrillo, G. A., Heidbüchel, I., Rajagopal, S., Switanek, M., Volkmann, T. H. M., and Yaeger, M. : Dealing with Landscape Heterogeneity in Watershed Hydrology : A Review of Recent Progress toward New Hydrological Theory, *Geography Compass*, 3, 375–392, 2009.
- Troutman, B. M. and Karlinger, M. R. : Unit hydrograph approximations assuming linear flow through topologically random channel networks, *Water Resour. Res.*, 21, 743–754, 1985.
- Van der Tak, L. D. and Bras, R. L. : Incorporating hillslope effects into the geomorphologic instantaneous unit hydrograph, *Water Resour. Res.*, 26, 2393–2400, 1990.
- van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, M., and Srinivasan, R. : A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models, *J. Hydrol.*, 324, 10–23, 2006.
- Vandewiele, G. L. and Elias, A. : Monthly water balance of ungauged catchments obtained by geographical regionalization, *J. Hydrol.*, 170, 277–291, 1995.
- Viglione, A., Parajka, J., Rogger, M., Salinas, J. L., Laaha, G., Sivapalan, M., and Blöschl, G. : Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 3 : Runoff signatures in Austria, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2263–2279, 2013.
- Viviroli, D., Mittelbach, H., Gurtz, J., and Weingartner, R. : Continuous simulation for flood estimation in ungauged mesoscale catchments of Switzerland - Part II : Parameter regionalisation and flood estimation results, *J. Hydrol.*, 377, 208–225, 2009.
- Wagener, T. and Kollat, J. : Numerical and visual evaluation of hydrological and environmental models using the Monte Carlo analysis toolbox, *Environ. Modell. Softw.*, 22, 1021–1033, 2007.
- Wagener, T., McIntyre, N., Lees, M. J., Wheater, H. S., and Gupta, H. V. : Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling : dynamic identifiability analysis, *Hydrol. Process.*, 17, 455–476, 2003.
- Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., and Woods, R. : Catchment classification and hydrologic similarity, *Geography Compass*, 1, 901–931, 2007.
- Wang, C. T., Gupta, V. K., and Waymire, E. : A geomorphologic synthesis of nonlinearity in surface runoff, *Water Resour. Res.*, 17, 545–554, 1981.
- Wilkinson, L. and Friendly, M. : The History of the Cluster Heat Map, *The American Statistician*, 63, 179–184, 2009.
- Wolock, D. M., Winter, T. C., and McMahon, G. : Delineation and Evaluation of Hydrologic-Landscape Regions in the United States Using Geographic Information System Tools and Multivariate Statistical Analyses, *Environ. Manage.*, 34, S71–S88, 2004.
- Woods, R. and Sivapalan, M. : A synthesis of space-time variability in storm response : Rainfall, runoff generation, and routing, *Water Resour. Res.*, 35, 2469–2485, 1999.

- Yadav, M., Wagener, T., and Gupta, H. : Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins, *Adv. Water. Resour.*, 30, 1756–1774, 2007.
- Zambrano-Bigiarini, M. and Rojas, R. : hydroPSO : Particle Swarm Optimisation, with focus on Environmental Models., R package version 0.3-0, 2012.
- Zambrano-Bigiarini, M. and Rojas, R. : A model-independent Particle Swarm Optimisation software for model calibration, *Environ. Modell. Softw.*, 43, 5–25, 2013.
- Zhang, Y. and Chiew, F. H. S. : Relative merits of different methods for runoff predictions in ungauged catchments, *Water Resour. Res.*, 45, W07 412, 2009.
- Żelazinski, J. : Application of the geomorphological instantaneous unit hydrograph theory to development of forecasting models in Poland, *Hydrolog. Sci. J.*, 31, 263–270, 1986.

Annexes

Sommaire

A.1	Tableau complet des descripteurs de bassins	214
A.2	Tableau complet des corrélations entre la médiane des vitesses d'écoulement et les descripteurs de bassins	216
A.3	Tableau complet des corrélations entre les résidus de régression sur la médiane des vitesses d'écoulement et les descripteurs de bassins	218
A.4	Tableau complet des corrélations entre la médiane des temps de réponse et les descripteurs de bassins	220
A.5	Variabilité des valeurs de paramètres de modélisation du cha- pitre 5	222
A.6	Approche alternative à l'inversion d'un modèle versant/réseau .	223
A.7	Qualités d'ajustement des simulations du chapitre 6	225

A.1 Tableau complet des descripteurs de bassins

Name	Units	Description
Basin's area	km ²	Using MFD on a stream burned DEM at every outlet's coordinates
Outlet's altitude	m	Given by the french Hydro database
Wetland rate	-	Potential wetland area (using topographic index) / Basin area
Altitude (min)	m	Min value of DEM over the basin
Altitude (max)	m	Max value of DEM over the basin
KG Gravelius	-	$\frac{P}{2\sqrt{\pi A}}$ where P is the basin's perimeter and A the basin's area
Fractal dimention	-	$2\frac{\log(P)}{\log(A)}$ where P is the basin's perimeter and A the basin's area
Drainage density	km · km ⁻²	Total stream length / Basin's area
Strahler order (max)	-	
Total stream length	km	
Stream Frequency	km ⁻²	Number of streams / Basin's area
Bifurcation ratio	-	$\frac{1}{i_{max}} \sum_{i=1}^{i_{max}} \frac{n_i}{n_{i+1}}$ where n is the number of stream and i the strahler order
Length ratio	-	$\frac{1}{i_{max}} \sum_{i=1}^{i_{max}} \frac{l_{i+1}}{l_i}$ where l is the average stream length and i the strahler order
Area ratio	-	$\frac{1}{i_{max}} \sum_{i=1}^{i_{max}} \frac{a_{i+1}}{a_i}$ where a is the average sub-basin's area and i the strahler order
Slope ratio	-	$\frac{1}{i_{max}} \sum_{i=1}^{i_{max}} \frac{s_i}{s_{i+1}}$ where s is the average slope and i the strahler order
Gradient ratio	-	$\frac{1}{i_{max}} \sum_{i=1}^{i_{max}} \frac{g_i}{g_{i+1}}$ where g is the average gradient and i the strahler order
Hydraulic length (max)	m	
Hydraulic length (mean)	m	
Hillslope length (max)	m	
Hillslope length (mean)	m	
Flowpath length (max)	m	
Flowpath length (mean)	m	
Hydraulic/Hillslope (mean length)	-	Hydraulic length / Hillslope length
Shale rate	-	Shale area / Basin's area
Shale and sandstone rate	-	Shale and sand stone area / Basin's area
Granite rate	-	Granite area / Basin's area
Mica schist rate	-	Mica area / Basin's area
Amphibolite rate	-	Amphibolite area / Basin's area
Forest rate	-	Forest area / Basin's area
Agricultural rate	-	Agricultural area / Basin's area
Urban rate	-	Urban area / Basin's area

Continued on next page

TABLE 1 – *Continued from previous page*

Name	Units	Description
Annual rainfall	mm	Mean of annual rainfall accumulation over the basin between 2000 and 2009 (AURELHY interpolation from Météo France)
Average stream slope (last order)	$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$	Cell-by-cell slope calculation for last order stream network
Average stream gradient (last order)	$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$	For last order stream network, difference between elevation of outlet and source of every channel / Stream length
Average elevation above network (last order)	m	Mean altitude differences between every DEM pixel and the altitude of the last order stream network on its flow path
Number of streams (order n)	-	
Average stream length (order n)	km	
Average sub-catchment area (order n)	km^2	
Average network slope (order n)	$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$	Cell-by-cell slope calculation for sub-basins of order n
Average network gradient (order n)	$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$	For sub-basins of order n , difference between elevation of outlet and source of every channel / Stream length
Average elevation above network (order n)	m	Mean altitude differences between every DEM pixel and the altitude of the n order stream network on its flow path
Sum stream length (order n)	km	Sum of streams length for sub-basins of order n
Sum sub-catchments area (order n)	km^2	Sum of sub-basins' area of order n
Number of events per year (mean)	year^{-1}	Number of detected storm events per year in average

Liste des descripteurs de bassins.

A.2 Tableau complet des corrélations entre la médiane des vitesses d'écoulement et les descripteurs de bassins

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Basin's area	0.85 ***	0.64	0.37 *	0.64 ***	0.78 **
Outlet's altitude	-0.4 ***	-0.54	-0.16	-0.25	-0.39
Wetland rate	-0.16	-0.82 *	-0.28	-0.44 **	0.17
Altitude (min)	-0.41 ***	-0.54	-0.25	-0.26	-0.51
Altitude (max)	0.51 ***	-0.21	0.45 *	0.55 ***	0.28
KG Gravelius	0.48 ***	0.67	0.3	0.28	0.16
Fractal dimation	-0.38 ***	-0.14	0.08	-0.06	-0.17
Drainage density	-0.02	0.43	-0.12	-0.08	-0.12
Strahler order (max)	0.78 ***	-	-	-	0.49
Total stream length	0.86 ***	0.96 **	0.45 *	0.67 ***	0.68 *
Stream Frequency	-0.09	0.11	-0.05	-0.02	-0.31
Bifurcation ratio	0.27 *	0.78 *	0.49 **	0.65 ***	0.36
Length ratio	0.26 *	0.54	0.6 ***	0.64 ***	0.59 *
Area ratio	0.09	0.89 *	0.45 *	0.67 ***	0.29
Slope ratio	-0.36 ***	-0.79 *	-0.05	-0.05	-0.36
Gradient ratio	-0.2	-0.39	-0.04	-0.08	-0.14
Hydraulic length (max)	0.86 ***	0.79 *	0.5 **	0.65 ***	0.72 **
Hydraulic length (mean)	0.88 ***	0.71	0.59 ***	0.66 ***	0.8 **
Hillslope length (max)	0.53 ***	0.07	0.22	0.26	0.23
Hillslope length (mean)	0.16	-0.11	0.15	0.18	0.16
Flowpath length (max)	0.86 ***	0.61	0.52 **	0.66 ***	0.67 *
Flowpath length (mean)	0.87 ***	0.54	0.58 **	0.65 ***	0.8 **
Hydraulic/Hillslope (mean length)	0.86 ***	0.86 *	0.51 **	0.66 ***	0.68 *
Shale rate	0.14	0.58	-0.11	-0.18	0.09
Shale and sandstone rate	0.19	-0.67	0.13	0.26	0.2
Granite rate	-0.09	0.37	0.02	0.14	-0.03
Mica schist rate	0.21	-	0.24	0.16	-0.05
Amphibolite rate	0.18	0.41	0.02	0.25	0.15
Forest rate	0.17	0.34	0.16	-0.09	-0.42
Agricultural rate	-0.16	-0.09	-0.19	0.07	0.18
Urban rate	0.02	-0.2	0.2	0.18	0.47
Annual rainfall	0.12	-0.39	0.34	0.49 **	0.02
Average stream slope (last order)	-0.17	0.57	0.24	0.53 **	0.06
Average stream gradient (last order)	-0.38 ***	0.39	0.31	0.43 *	-0.21
Average elevation above network (last order)	0.32 **	0.68	0.68 ***	0.66 ***	0.42
Number of streams (order 1)	0.86 ***	0.89 **	0.49 **	0.65 ***	0.57 *
Average stream length (order 1)	-0.01	0	-0.16	-0.12	0.29
Average sub-catchment area (order 1)	-0.03	-0.57	-0.02	-0.01	0.32
Average stream slope (order 1)	0.4 ***	0.32	0.46 *	0.58 ***	-0.1
Average stream gradient (order 1)	0.39 ***	0.43	0.5 **	0.57 ***	-0.11
Average elevation above network (order 1)	0.28 *	0.46	0.32	0.48 **	0.07
Sum stream length (order 1)	0.85 ***	0.82 *	0.42 *	0.66 ***	0.6 *

Continued on next page

TABLE 2 – *Continued from previous page*

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Sum sub-catchment area (order 1)	0.84 ***	0.68	0.34	0.63 ***	0.76 **
Number of streams (order 2)	0.83 ***	0.61	0.34	0.59 ***	0.7 **
Average stream length (order 2)	0.08	0.64	-0.04	0.08	0.16
Average sub-catchment area (order 2)	0.02	0.64	-0.08	0.16	0.18
Average stream slope (order 2)	0.29 **	0.57	0.24	0.57 ***	0.23
Average stream gradient (order 2)	0.31 **	0.39	0.33	0.57 ***	0.25
Average elevation above network (order 2)	0.2	0.68	0.04	0.45 **	0.17
Sum stream length (order 2)	0.82 ***	0.75	0.17	0.6 ***	0.78 **
Sum sub-catchment area (order 2)	0.8 ***	0.79 *	0.17	0.61 ***	0.74 **
Number of streams (order 3)	0.77 ***	-	-	0.44 **	0.58 *
Average stream length (order 3)	0.26 *	-	0.67 ***	0.14	-0.05
Average sub-catchment area (order 3)	0.13	-	0.39 *	0.32	0.04
Average stream slope (order 3)	0.23 *	-	0.24	0.35 *	0.12
Average stream gradient (order 3)	0.32 **	-	0.31	0.36 *	0.09
Average elevation above network (order 3)	0.3 **	-	0.68 ***	0.24	0.19
Sum stream length (order 3)	0.81 ***	-	0.67 ***	0.52 **	0.53
Sum sub-catchment area (order 3)	0.78 ***	-	0.39 *	0.59 ***	0.55
Number of streams (order 4)	0.52 ***	-	-	-	0.54
Average stream length (order 4)	0.56 ***	-	-	0.6 ***	0.44
Average sub-catchment area (order 4)	0.5 ***	-	-	0.65 ***	0.33
Average stream slope (order 4)	0.31 *	-	-	0.53 **	0.09
Average stream gradient (order 4)	0.26	-	-	0.43 *	0.12
Average elevation above network (order 4)	0.58 ***	-	-	0.66 ***	0.37
Sum stream length (order 4)	0.71 ***	-	-	0.6 ***	0.66 *
Sum sub-catchment area (order 4)	0.74 ***	-	-	0.65 ***	0.6 *
Number of streams (order 5)	0.49	-	-	-	0.49
Average stream length (order 5)	0.54	-	-	-	0.54
Average sub-catchment area (order 5)	0.65 *	-	-	-	0.65 *
Average stream slope (order 5)	0.05	-	-	-	0.05
Average stream gradient (order 5)	0.01	-	-	-	0.01
Average elevation above network (order 5)	0.46	-	-	-	0.46
Sum stream length (order 5)	0.68 *	-	-	-	0.68 *
Sum sub-catchment area (order 5)	0.77 **	-	-	-	0.77 **
Number of streams (order 6)	-	-	-	-	-
Average stream length (order 6)	1	-	-	-	1
Average sub-catchment area (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Average stream slope (order 6)	-0.5	-	-	-	-0.5
Average stream gradient (order 6)	-0.5	-	-	-	-0.5
Average elevation above network (order 6)	-0.5	-	-	-	-0.5
Sum stream length (order 6)	1	-	-	-	1
Sum sub-catchment area (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Number of events per year (mean)	-0.13	-0.54	0.22	0.41 *	0.09

Corrélation de Spearman (ρ) et sa significativité statistique ("" pour p -value < 0.05; "***" pour p -value < 0.01; "****" pour p -value < 0.001) entre la vitesse médiane d'écoulement et les différents descripteurs de bassins.*

A.3 Tableau complet des corrélations entre les résidus de régression sur la médiane des vitesses d'écoulement et les descripteurs de bassins

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Basin's area	0.03	-0.25	-0.34	0.2	0.41
Outlet's altitude	-0.12	-0.68	-0.12	-0.16	0.18
Wetland rate	-0.48 ***	-0.51	-0.48 **	-0.55 ***	-0.06
Altitude (min)	-0.11	-0.68	-0.09	-0.14	0.02
Altitude (max)	0.24 *	-0.71	0.1	0.55 ***	0.15
KG Gravelius	-0.09	0.16	-0.35	0.07	-0.04
Fractal dimation	-0.14	0.04	-0.21	-0.03	-0.13
Drainage density	0.14	0.21	0.23	0.05	-0.37
Strahler order (max)	0.09	-	-	-	0.05
Total stream length	0.07	0.11	-0.27	0.24	0.26
Stream Frequency	0.18	0.5	0.3	0.13	-0.32
Bifurcation ratio	0.1	0.04	-0.08	0.31	0.05
Length ratio	0.03	-0.11	-0.06	0.28	0.15
Area ratio	0.08	0.18	-0.15	0.32	0.01
Slope ratio	-0.29 **	-0.75	-0.4 *	-0.27	-0.4
Gradient ratio	-0.37 ***	-0.64	-0.34	-0.35 *	-0.35
Hydraulic length (max)	0	-0.07	-0.34	0.18	0.12
Hydraulic length (mean)	0.01	-0.25	-0.28	0.16	0.19
Hillslope length (max)	-0.05	-0.07	-0.23	0.03	-0.05
Hillslope length (mean)	-0.11	0	-0.14	0	0.3
Flowpath length (max)	0	-0.29	-0.32	0.19	0.05
Flowpath length (mean)	0.01	-0.46	-0.3	0.15	0.19
Hydraulic/Hillslope (mean length)	0.08	-0.04	-0.2	0.3	0.04
Shale rate	-0.07	0.4	0.01	-0.3	-0.16
Shale and sandstone rate	0.04	-0.24	-0.09	0.23	-0.06
Granite rate	0.05	-0.56	-0.05	0.31	0.19
Mica schist rate	0.09	-	0.12	0.17	-0.42
Amphibolite rate	0.13	0.41	-0.06	0.13	0.43
Forest rate	-0.01	0.04	0.06	0.11	-0.56 *
Agricultural rate	-0.06	-0.36	-0.14	-0.12	0.43
Urban rate	0.21	0.59	0.32	0.05	0.15
Annual rainfall	0.34 **	-0.54	0.37 *	0.59 ***	0.01
Average stream slope (last order)	0.34 **	0.36	0.47 *	0.59 ***	-0.02
Average stream gradient (last order)	0.26 *	0.32	0.46 *	0.59 ***	-0.16
Average elevation above network (last order)	0.2	-0.04	0.07	0.45 **	-0.03
Number of streams (order 1)	0.11	0.11	-0.08	0.3	0.09
Average stream length (order 1)	-0.2	-0.21	-0.24	-0.32	0.2
Average sub-cachment area (order 1)	-0.21	-0.39	-0.22	-0.19	0.31
Average stream slope (order 1)	0.38 ***	-0.04	0.38 *	0.55 ***	-0.14
Average stream gradient (order 1)	0.39 ***	0.18	0.39 *	0.55 ***	-0.18
Average elevation above network (order 1)	0.23 *	-0.07	0.17	0.43 *	0.09
Sum stream length (order 1)	0.06	0.07	-0.25	0.24	0.15

Continued on next page

TABLE 3 – *Continued from previous page*

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Sum sub-catchment area (order 1)	0.03	-0.11	-0.34	0.18	0.38
Number of streams (order 2)	0.12	-0.2	-0.07	0.3	0.26
Average stream length (order 2)	-0.07	-0.29	-0.15	0.01	0.36
Average sub-catchment area (order 2)	-0.14	-0.04	-0.21	-0.04	0.17
Average stream slope (order 2)	0.38 ***	0.36	0.29	0.53 **	0.1
Average stream gradient (order 2)	0.37 ***	0.32	0.26	0.52 **	0.16
Average elevation above network (order 2)	0.19	-0.04	-0.05	0.44 *	0.26
Sum stream length (order 2)	0.08	-0.21	-0.22	0.26	0.39
Sum sub-catchment area (order 2)	0.03	-0.07	-0.32	0.2	0.4
Number of streams (order 3)	0.1	-	-	0.22	0.23
Average stream length (order 3)	-0.07	-	-0.07	-0.03	-0.15
Average sub-catchment area (order 3)	-0.13	-	-0.33	0.07	-0.04
Average stream slope (order 3)	0.52 ***	-	0.47 *	0.6 ***	0.28
Average stream gradient (order 3)	0.52 ***	-	0.46 *	0.6 ***	0.25
Average elevation above network (order 3)	0.17	-	0.07	0.31	0.25
Sum stream length (order 3)	0.02	-	-0.07	0.2	0.09
Sum sub-catchment area (order 3)	-0.02	-	-0.33	0.23	0.12
Number of streams (order 4)	-0.06	-	-	-	0.16
Average stream length (order 4)	0.18	-	-	0.19	0.26
Average sub-catchment area (order 4)	0.17	-	-	0.21	0.12
Average stream slope (order 4)	0.55 ***	-	-	0.59 ***	0.37
Average stream gradient (order 4)	0.55 ***	-	-	0.59 ***	0.37
Average elevation above network (order 4)	0.45 **	-	-	0.45 **	0.54
Sum stream length (order 4)	0.15	-	-	0.19	0.41
Sum sub-catchment area (order 4)	0.12	-	-	0.21	0.34
Number of streams (order 5)	0.05	-	-	-	0.05
Average stream length (order 5)	0.12	-	-	-	0.12
Average sub-catchment area (order 5)	0.38	-	-	-	0.38
Average stream slope (order 5)	-0.05	-	-	-	-0.05
Average stream gradient (order 5)	-0.16	-	-	-	-0.16
Average elevation above network (order 5)	-0.06	-	-	-	-0.06
Sum stream length (order 5)	0.14	-	-	-	0.14
Sum sub-catchment area (order 5)	0.42	-	-	-	0.42
Number of streams (order 6)	-	-	-	-	-
Average stream length (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Average sub-catchment area (order 6)	-0.5	-	-	-	-0.5
Average stream slope (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Average stream gradient (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Average elevation above network (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Sum stream length (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Sum sub-catchment area (order 6)	-0.5	-	-	-	-0.5
Number of events per year (mean)	0.58 ***	-0.25	0.64 ***	0.75 ***	0.69 *

Corrélation de Spearman (ρ) et sa significativité statistique ("" pour p -value < 0.05; "***" pour p -value < 0.01; "****" pour p -value < 0.001) entre les résidus de la régression de la vitesse médiane d'écoulement (figure 4.9) et les différents descripteurs de bassins.*

A.4 Tableau complet des corrélations entre la médiane des temps de réponse et les descripteurs de bassins

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Basin's area	0.7 ***	0.93 **	0.49 **	0.24	0.19
Outlet's altitude	-0.24 *	0.29	-0.03	0	-0.48
Wetland rate	0.35 **	-0.28	0.39 *	0.5 **	0.13
Altitude (min)	-0.26 *	0.29	-0.07	-0.04	-0.36
Altitude (max)	0.11	0.61	-0.03	-0.36 *	0.18
KG Gravelius	0.52 ***	0.74	0.53 **	0.16	0.24
Fractal dimation	-0.18	0	0.3	0.01	0.02
Drainage density	-0.09	-0.11	-0.14	-0.16	0.41
Strahler order (max)	0.58 ***	-	-	-	0.44
Total stream length	0.68 ***	0.71	0.52 **	0.17	0.32
Stream Frequency	-0.22 *	-0.57	-0.23	-0.27	0.08
Bifurcation ratio	0.17	0.59	0.32	0.05	0.28
Length ratio	0.18	0.71	0.34	0.07	0.27
Area ratio	0.05	0.68	0.38 *	0.08	0.25
Slope ratio	-0.08	0	0.25	0.39 *	0.24
Gradient ratio	0.16	0.21	0.18	0.52 **	0.31
Hydraulic length (max)	0.74 ***	0.89 *	0.62 ***	0.3	0.4
Hydraulic length (mean)	0.74 ***	0.93 **	0.6 ***	0.33	0.38
Hillslope length (max)	0.47 ***	0.25	0.22	0.24	0.35
Hillslope length (mean)	0.15	0.25	0.04	0.2	-0.2
Flowpath length (max)	0.74 ***	0.96 **	0.59 ***	0.29	0.46
Flowpath length (mean)	0.74 ***	1 ***	0.59 ***	0.34 *	0.38
Hydraulic/Hillslope (mean length)	0.66 ***	0.61	0.53 **	0.11	0.52
Shale rate	0.25 *	-0.13	-0.07	0.27	0.32
Shale and sandstone rate	0.06	-0.28	0.06	-0.04	0.25
Granite rate	-0.14	0.89 **	0.05	-0.41 *	-0.16
Mica schist rate	0.09	-	0.08	-0.07	0.52
Amphibolite rate	0.02	0.2	-0.02	0.01	-0.49
Forest rate	0.13	0.67	0.02	-0.28	0.47
Agricultural rate	-0.05	0.05	0.05	0.27	-0.44
Urban rate	-0.19	-0.88 **	-0.2	0.14	0.09
Annual rainfall	-0.3 **	0.11	-0.23	-0.49 **	0.1
Average stream slope (last order)	-0.5 ***	0.32	-0.26	-0.42 *	0.09
Average stream gradient (last order)	-0.61 ***	0.14	-0.24	-0.55 **	0.03
Average elevation above network (last order)	0.05	0.75	0.26	-0.19	0.38
Number of streams (order 1)	0.63 ***	0.63	0.32	0.05	0.47
Average stream length (order 1)	0.18	0.18	0.14	0.42 *	0.02
Average sub-cachment area (order 1)	0.12	-0.07	0.13	0.32	-0.13
Average stream slope (order 1)	-0.08	0.43	-0.17	-0.31	0.14
Average stream gradient (order 1)	-0.1	0.36	-0.17	-0.31	0.18
Average elevation above network (order 1)	-0.05	0.43	-0.12	-0.22	-0.03
Sum stream length (order 1)	0.67 ***	0.64	0.48 **	0.16	0.42
Sum sub-cachment area (order 1)	0.69 ***	0.68	0.49 **	0.24	0.2
Number of streams (order 2)	0.61 ***	0.61	0.24	0.02	0.34

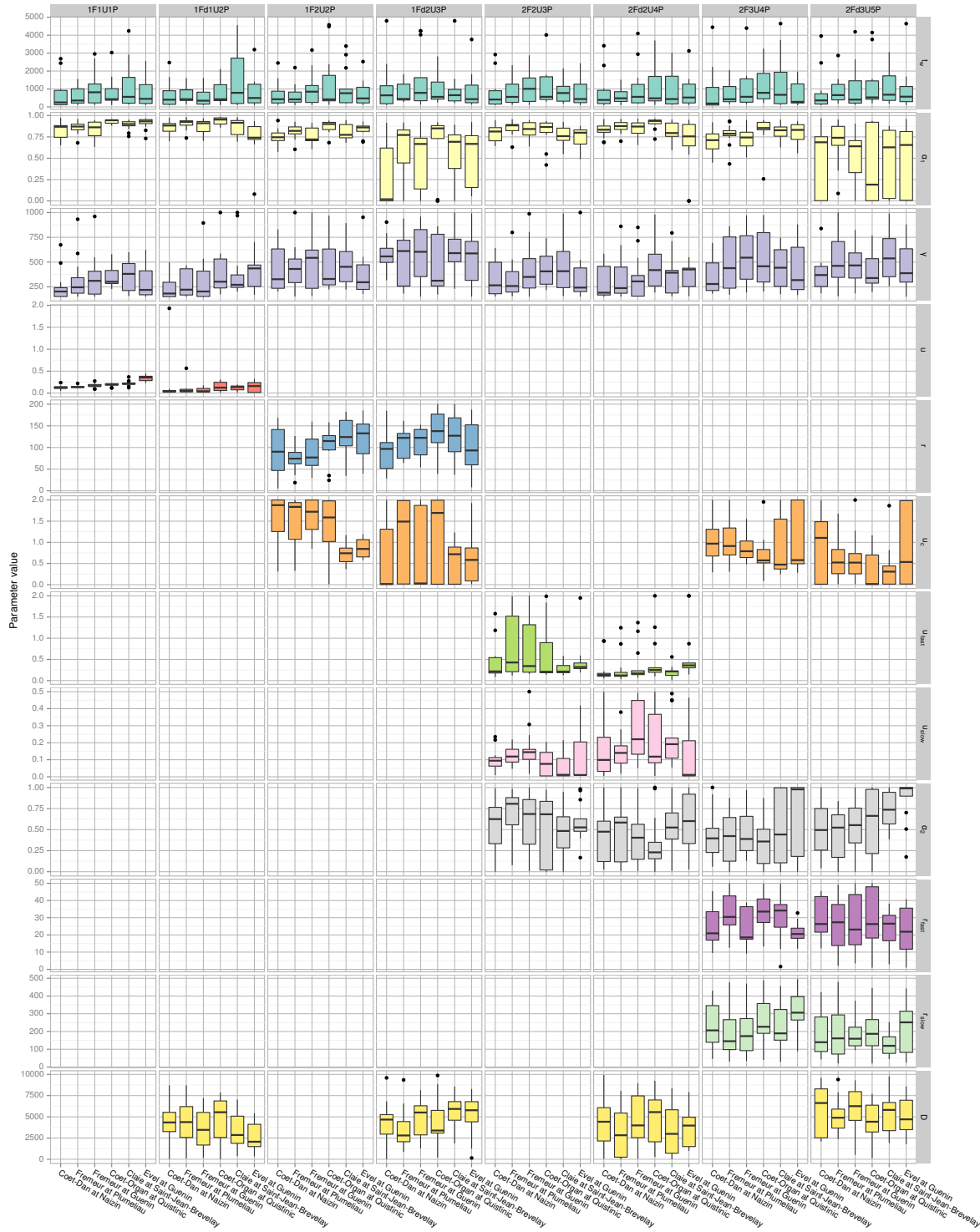
Continued on next page

TABLE 4 – *Continued from previous page*

	All basins	Horton–Strahler number			
		1 and 2	3	4	5 and 6
Average stream length (order 2)	0.14	0.86 *	0.12	0.08	-0.35
Average sub-catchment area (order 2)	0.13	0.79 *	0.1	0.22	-0.05
Average stream slope (order 2)	-0.12	0.32	-0.18	-0.25	-0.02
Average stream gradient (order 2)	-0.1	0.14	-0.13	-0.24	-0.07
Average elevation above network (order 2)	-0.01	0.75	0.05	-0.25	-0.23
Sum stream length (order 2)	0.63 ***	0.89 *	0.32	0.09	0.2
Sum sub-catchment area (order 2)	0.67 ***	0.89 *	0.39 *	0.21	0.2
Number of streams (order 3)	0.49 ***	-	-	-0.03	0.3
Average stream length (order 3)	0.27 *	-	0.38 *	0.24	0.2
Average sub-catchment area (order 3)	0.26 *	-	0.5 **	0.27	0.09
Average stream slope (order 3)	-0.34 **	-	-0.26	-0.66 ***	-0.24
Average stream gradient (order 3)	-0.29 **	-	-0.24	-0.67 ***	-0.24
Average elevation above network (order 3)	0.04	-	0.26	-0.29	-0.13
Sum stream length (order 3)	0.61 ***	-	0.38 *	0.12	0.47
Sum sub-catchment area (order 3)	0.65 ***	-	0.5 **	0.16	0.4
Number of streams (order 4)	0.55 ***	-	-	-	0.42
Average stream length (order 4)	0.24	-	-	0.19	0.04
Average sub-catchment area (order 4)	0.21	-	-	0.23	0.15
Average stream slope (order 4)	-0.4 **	-	-	-0.42 *	-0.39
Average stream gradient (order 4)	-0.47 ***	-	-	-0.55 **	-0.36
Average elevation above network (order 4)	-0.1	-	-	-0.19	-0.37
Sum stream length (order 4)	0.42 **	-	-	0.19	0.1
Sum sub-catchment area (order 4)	0.49 ***	-	-	0.23	0.17
Number of streams (order 5)	0.44	-	-	-	0.44
Average stream length (order 5)	0.27	-	-	-	0.27
Average sub-catchment area (order 5)	0.12	-	-	-	0.12
Average stream slope (order 5)	0.16	-	-	-	0.16
Average stream gradient (order 5)	0.25	-	-	-	0.25
Average elevation above network (order 5)	0.47	-	-	-	0.47
Sum stream length (order 5)	0.43	-	-	-	0.43
Sum sub-catchment area (order 5)	0.16	-	-	-	0.16
Number of streams (order 6)	-	-	-	-	-
Average stream length (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Average sub-catchment area (order 6)	1	-	-	-	1
Average stream slope (order 6)	-1	-	-	-	-1
Average stream gradient (order 6)	-1	-	-	-	-1
Average elevation above network (order 6)	-1	-	-	-	-1
Sum stream length (order 6)	0.5	-	-	-	0.5
Sum sub-catchment area (order 6)	1	-	-	-	1
Number of events per year (mean)	-0.77 ***	-0.32	-0.73 ***	-0.81 ***	-0.87 ***

Corrélation de Spearman (ρ) et sa significativité statistique ("" pour p -value < 0.05; "***" pour p -value < 0.01; "****" pour p -value < 0.001) entre la médiane des temps de montée et les différents descripteurs de bassins.*

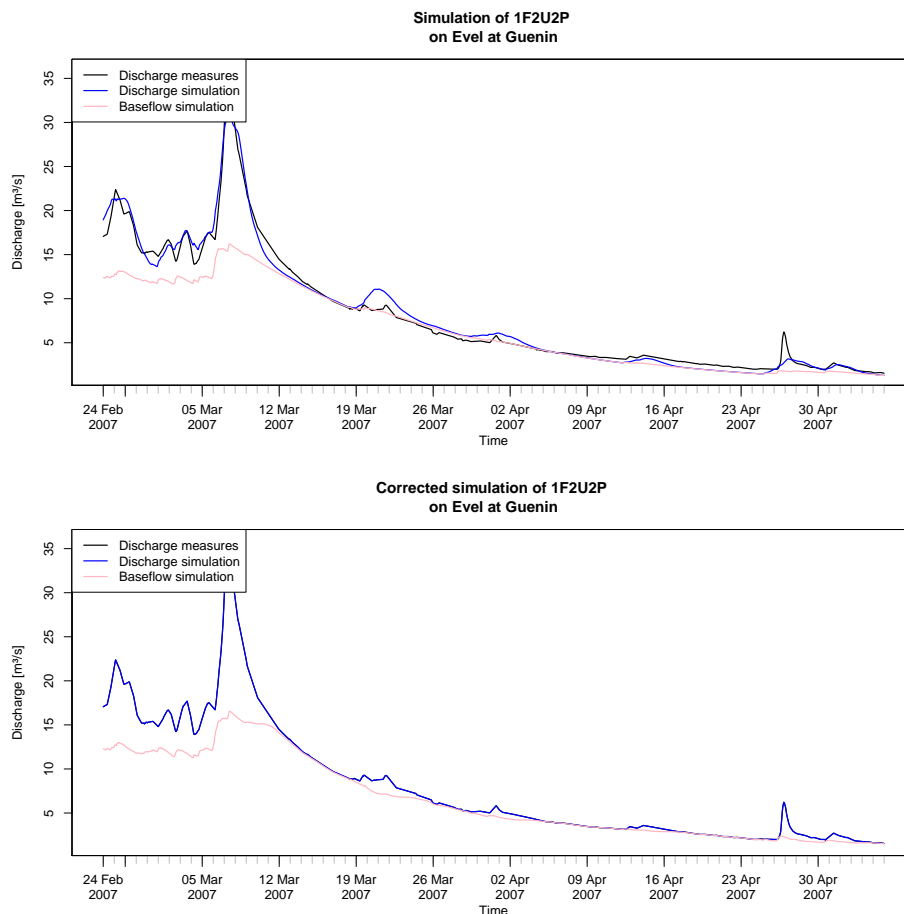
A.5 Variabilité des valeurs de paramètres de modélisation du chapitre 5



A.6 Approche alternative à l'inversion d'un modèle versant/réseau

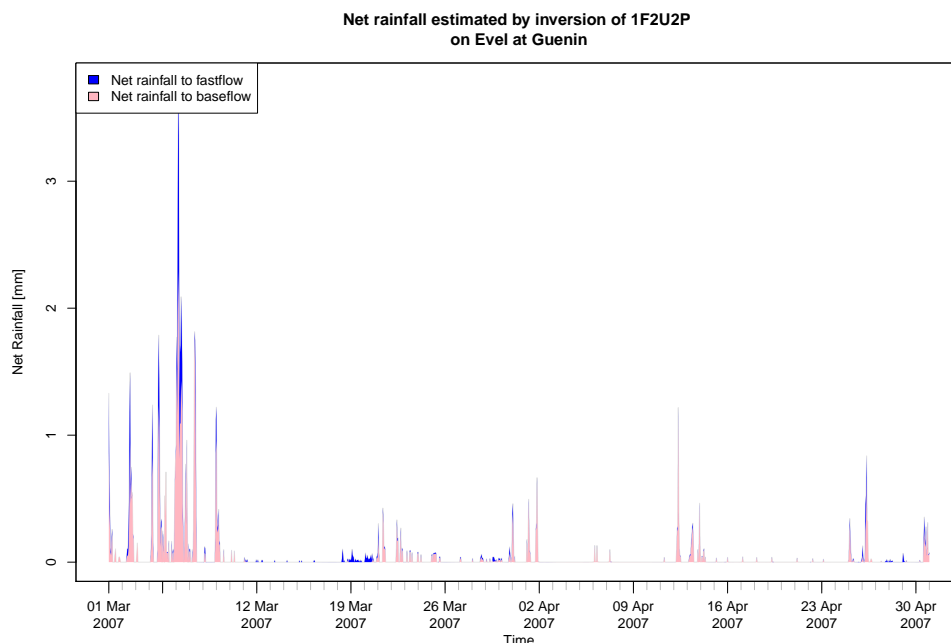
Les modèles versant-réseau présentés dans la thèse sont construits sur deux fonctions : l'une décrivant un écoulement rapide (ruissellement), l'autre décrivant un écoulement lent (débit de base). Comme expliquée dans la partie 6.1.3 à la page 115, l'inversion d'un modèle versant-réseau peut se faire soit en inversant le modèle entier, soit en inversant séparément chacune de ses composantes.

L'approche de la thèse a été d'inverser le modèle dans son ensemble. Plusieurs raisons ont poussé ce choix. Tout d'abord, il faut rappeler que le point de départ de l'inversion est une mesure. Dans le cas, où deux inversions sont effectuées, deux chroniques de mesure doivent y être associées. Ici ces chroniques devraient être le débit de base et le ruissellement rapide. Or en réalité aucune mesure ne distingue ces deux types de ruissellement à l'exutoire, puisque cette séparation des ruissellements est purement théorique et correspond à une simplification de la réalité dans un but de modélisation.



Résultats d'une correction par itération d'une simulation du modèle 1F2U2P sur l'Ével à Guénin afin d'obtenir une simulation parfaitement égale à la mesure.

Des méthodes de décomposition d'hydrogramme, ou bien la correction par itérations des simulations séparées de ces deux chroniques pour coïncider parfaitement à la mesure (méthode présentée sur la figure ci-dessus) peuvent cependant permettre de donner une réponse à ce problème. Suite à cela on accède par inversion à deux chroniques de pluies nettes (figure ci-dessous) : celle alimentant la fonction débit de base et celle alimentant la fonction de ruissellement rapide. Leur estimation séparée conduit au constat que le ratio α_1 n'est plus respecté. En quelque sorte, l'inversion peut permettre une correction de l'hypothèse simplificatrice d'un coefficient constant α_1 . Cependant, il a été jugé qu'il n'appartient pas à l'inversion de corriger ce paramètre. De plus, à toutes ces raisons s'ajoute la plus forte demande calculatoire et l'incertitude liée au fait de savoir si deux optimisations valent mieux qu'une.



Résultats d'inversion du modèle 1F2U2P sur l'Ével à Guénin permettant d'obtenir deux chroniques de pluie nette séparées correspondant aux deux inversions des composantes du modèle.

A.7 Qualités d'ajustement des simulations du chapitre 6



Qualité d'ajustement des simulations par transposition d'hydrogramme en moyenne par couple de bassins, par type de modélisation et en utilisant le jeu de paramètres du bassin source.



Qualité d'ajustement des simulations par transposition d'hydrogramme en moyenne par couple de bassins, par type de modélisation et en utilisant le jeu de paramètres du bassin cible.

RÉSUMÉ

Estimer l'hydrogramme d'un bassin versant lorsque les mesures hydrologiques y sont limitées ou inexistantes est un exercice difficile. Il s'agit pourtant d'un problème récurrent puisque tout point du réseau hydrographique ne peut être jaugé, mais peut pourtant constituer un point d'intérêt pour la gestion des ressources en eau. Pour répondre à ce problème, nous proposons une valorisation des quelques stations de mesures disponibles sur un territoire donné grâce à la transposition d'une mesure de débit d'un bassin jaugé vers un bassin non jaugé. Une analyse géomorphologique du réseau hydrographique permet de modéliser l'ensemble des chemins de transfert conduisant l'eau en un point quelconque de ce réseau. Lorsqu'en ce point le débit y est mesuré, il est possible d'estimer la pluie nette fournie par le versant au réseau hydrographique par inversion de cette fonction de transfert. Cette pluie nette est relativement indépendante de l'échelle d'observation, et peut ainsi être transposée vers le bassin non jaugé puis reconvoluée par sa propre fonction de transfert afin d'y estimer l'hydrogramme recherché. Cette approche, précédemment développée dans un contexte semi-aride tunisien, est reprise et mise en œuvre principalement sur six sous-bassins bretons du Blavet et de l'Oust. La variabilité des qualités de simulation est alors majoritairement expliquée par une similarité des comportements hydrologiques des bassins. Une régionalisation effectuée à partir de 85 bassins bretons a permis de faciliter l'estimation de l'unique paramètre de modélisation, à savoir la vitesse d'écoulement au sein du réseau. L'approche est rendue plus flexible en permettant l'intégration du versant dans la modélisation et la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de la pluie, et par la gestion d'une multitude d'informations apportées par plusieurs bassins jaugés.

ABSTRACT

Predicting the hydrograph of a basin that has few or no hydrological measurements is difficult. It is a recurrent issue, however, because even though each point in a stream network cannot be gauged, it can still be a major point of interest for water-resource management. To address this issue, we propose adding value to the data collected by gauging stations in a given area by transposing runoff measures from a gauged basin to ungauged ones. A geomorphology-based analysis of the river network is used to model all flow paths that transfer water to every point in the network. When runoff is measured at a given point in the river network, it is possible to estimate the net rainfall provided by hillslopes to the network by inverting the network transfer function. This net rainfall is relatively independent of the scale of observation; thus, it can be transposed to the ungauged basin and reconvoluted by its transfer function to predict the ungauged basin's hydrograph. This approach, developed previously in a semi-arid Tunisian context, was adapted and implemented mainly on six sub-basins of the Blavet and Oust Rivers located in the center of Brittany (France). The variability in prediction accuracy was explained mostly by the degree of similarity of the hydrological behaviour of the basins. Moreover, flow velocity in the network, the model's only parameter, was regionalised using 85 basins in Brittany, thus allowing it to be estimated in ungauged basins more easily. Finally, the approach was made more flexible by integrating hillslopes into the model, accounting for spatio-temporal rainfall variability and combining all the information available from several gauged basins.



AGROCAMPUS OUEST • Institut supérieur des sciences agronomiques, agroalimentaires, horticoles et du paysage
65 rue de Saint-Brieuc – CS84215 – F-35042 Rennes Cedex
Tél. : 02 23 48 50 00
www.agrocampus-ouest.fr

