



HAL
open science

Analyse des effets d'échelle, d'organisation spatiale et de structuration géomorphologique pour la modélisation des débits et de flux hydrochimiques en bassins non jaugés

Stéphane Ecrepont

► To cite this version:

Stéphane Ecrepont. Analyse des effets d'échelle, d'organisation spatiale et de structuration géomorphologique pour la modélisation des débits et de flux hydrochimiques en bassins non jaugés. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2019. Français. NNT : 2019REN1B007 . tel-02268819

HAL Id: tel-02268819

<https://theses.hal.science/tel-02268819>

Submitted on 21 Aug 2019

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Stéphane Ecrepont

Analyse des effets d'échelle, d'organisation spatiale et de structuration géomorphologique pour la modélisation des débits et de flux hydrochimiques en bassins non jaugés

Thèse présentée et soutenue à **Agrocampus Ouest Rennes** le 28 février 2019
Unité de recherche : **UNITE MIXTE DE RECHERCHE AGROCAMPUS OUEST-INRA : Sol Agro et hydrosystème Spatialisation**
Thèse N° :

Rapporteurs avant soutenance :

Isabelle Braud Directrice de Recherche, IRSTEA, Lyon
Roger Moussa Directeur de Recherche, INRA, Montpellier

Composition du Jury :

Président : Luc Aquilina Professeur, Université de Rennes 1, Rennes

Examineurs : Luc Aquilina Professeur, Université de Rennes 1, Rennes
Anne Jaffrézic Maître de conférences HDR, AGROCAMPUS OUEST, Rennes
Bénédicte Augéard Chef de département Recherche Développement Innovation, Docteur, AFB, Vincennes

 Sylvain Payraudeau Professeur, ENGEES, Strasbourg
 Isabelle Braud Directrice de Recherche, IRSTEA, Lyon
 Roger Moussa Directeur de Recherche, INRA, Montpellier

Dir. de thèse : Christophe Cudennec Professeur, AGROCAMPUS OUEST, Rennes

Résumé

La connaissance des dynamiques hydrologiques et du transport chimique associé est indispensable à la mise en place de stratégies de gestion de l'eau et du territoire, mais elle est difficile à consolider pour tous les exutoires de bassins versants porteurs d'enjeux car les dispositifs de mesure y sont souvent absents. A partir d'un hydrogramme observé à l'exutoire d'un bassin jaugé, l'inversion d'un modèle hydrologique à base géomorphologique rend possible la simulation de la variable pluie nette en pied de versant. Cette variable indépendante d'échelle est ensuite transposée vers un bassin non-jaugé similaire et reconvoluée avec la fonction de transfert *ad hoc* pour simuler l'hydrogramme à son exutoire. Cette méthode de "transposition d'hydrogramme", déjà éprouvée en contexte semi-aride Tunisien et océanique tempéré Français (Bretagne, Loire), est appliquée pour la première fois en régime pluvio-nival dans 21 bassins Québécois. Le succès de la simulation pour le couple de bassins "jaugé" et "non-jaugé" est dans ce cas conditionné par la similarité hydrologique et la distance géographique entre les bassins. La similarité hydrologique, définie comme l'ensemble des caractéristiques assurant un fonctionnement proche entre bassins versants apparaît donc comme étant un enjeu majeur de la prédiction en bassin non-jaugé. Nous testons si la composition chimique de l'eau est susceptible de révéler cette similarité. Une analyse de type spectral est développée à partir des concentrations des cours d'eau obtenues sur l'ouest de la France, à l'échelle synoptique. Ceci nous a permis d'identifier des groupes de bassins versants aux comportements singuliers, renvoyant à l'homogénéité/hétérogénéité spatiale des faciès de concentrations chimiques des sous-bassins, et à l'aire à partir de laquelle s'observe la stabilisation de la composition chimique. Ces observations suggèrent que la composition chimique des rivières est informative du niveau d'intégration entre bassin et sous-bassins (principe d'intégration hydrochimique), mais aussi que des bassins dont les concentrations mesurées sont proches ont potentiellement un fonctionnement hydrologique similaire (principe d'affinité hydrochimique). Cette hypothèse est ensuite validée grâce à l'application avec succès du modèle sur six bassins de méso-échelle emblématiques du domaine, les meilleurs résultats étant obtenus lorsque le couple respecte une similarité hydrochimique. La similarité hydrochimique est ensuite réutilisée pour évaluer la possibilité de transposition des relations concentration-débit (CQ) pour un couple de bassins, dans le but d'enrichir la simulation hydrologique d'une simulation de flux chimique. Les résultats montrent une cohérence sur la forme des relations CQ entre les bassins similaires. Finalement, ce modèle hydrochimique à base géomorphologique est efficacement utilisé à l'aide du principe de similarité hydrochimique pour prédire les flux en bassin versant non-jaugé, au pas de temps de 15 minutes.

"La santé est un état de complet bien-être,
physique, mental et social,
et ne consiste pas seulement en une absence de maladie ou d'infirmité."
Constitution de l'OMS

Remerciements

L'aboutissement de la thèse ressemble en tout point à l'ascension d'une montagne. A chacun des lacets sa loterie : cela peut être l'occasion de nouvelles perspectives excitantes mais aussi le sentiment d'une spirale sans fin. Lorsque l'on s'y lance, il y a cette irrésistible envie d'arriver au bout, mais parfois aussi la tentation de rebrousser chemin. J'ai eu la chance pour ma part d'avoir pu mener à bien ce projet, en équipe, grâce à mes deux encadrant, Christophe Cudennec et Anne Jaffrézic, personnes complémentaires dans cet exercice difficile qu'est l'initiation aux compétences doctorales. Pendant ces trois ans, ils m'auront appris ce que l'on appelle plus communément la "rigueur scientifique", et son importance dans la vie de tous les jours. Dans ce rôle, Christophe n'aura de cesse été un bel exemple pour moi, en me poussant à l'excellence. Au-delà de l'aspect formateur du doctorat, je peux dorénavant dire avec certitude que cette expérience doctorale aura été unique en son genre par son aspect exploratoire. Dans la continuité des travaux de Christophe, le sujet m'aura tenu en haleine depuis la naissance du projet jusqu'au bout de l'aventure. C'est ce qui fait la beauté du travail de recherche. Assez étonnement, la thèse a abouti sur ma thématique de coeur (la similarité hydrologique), par le biais d'un cheminement scientifique tortueux et donc une foule de questions scientifiques hétéroclites mais néanmoins d'actualités ! En cela, Christophe et moi avons été très en phase et je lui en suis très reconnaissant. Je tiens bien sûr à remercier très sincèrement Anne avec qui j'ai pu longuement échanger sur mon travail, et qui n'a jamais hésité à me remettre dans la bonne direction lorsque je dérivais de mon objectif. "Quelle est ta question ? Que cherche-tu à montrer ?" seront des phrases qui resteront gravées dans ma mémoire, et me seront bien utiles à l'avenir ! Anne, je te remercie encore une fois pour ta qualité d'écoute, et ta complicité. La thèse peut également être l'occasion de vivre une expérience à l'étranger. Cette chance m'aura été donnée grâce à François Anctil qui m'a accueilli à bras ouverts dans son équipe à l'université Laval au Québec. Ces quatre mois auront été un double bol d'air culturel et professionnel. François aura fait montre de curiosité sur mon travail et aura rapidement cerné les pistes de travail prioritaires. Cette collaboration aura d'ailleurs porté ses fruits notamment via la publication de mon premier article, et de nombreux échanges dans la continuité du travail de thèse.

Je suis très reconnaissant également envers mes deux rapporteurs, Isabelle Braud et Roger Moussa, qui, par leurs regards croisés et leur large expérience de modélisateurs, auront permis de faire ressortir les limites mais aussi les nombreuses perspectives d'étude qu'ont ouvert ce travail de thèse. Je remercie également les membres du jury, Bénédicte Augeard, Sylvain Payraudeau et Luc Aquilina pour leur présence à ma soutenance et l'intérêt qu'ils y ont porté. Il est toujours formidable de voir que nous sommes avant tout une communauté.

Merci à l'ensemble du personnel de l'UMR SAS avec qui j'ai pu partager de bons moments, et sortir de la routine de la thèse pour voir ce qu'il se passait ailleurs (Rémi, Camille...). Merci à mes amis d'ici, grâce à qui j'ai découvert la Bretagne, sa culture et sa personnalité : JR, Marine, Laurene, Seb, Ovidiu, Émilie, Julie, Guillaume, Camille B., Camille M., Louise, Rond'iao, Beer's school (liste bien sûre non exhaustive !). Je me dois de faire un clin d'oeil à PSN (Youssef, Zahra, Evelyne, Pascal, Pascale, François), et les petits jeunes (Yousra, Pierre, Anne-Sophie,

Fabien, Aline). C'est une grande chance d'être tombé sur vous, j'ai adoré votre sympathie et votre bonne humeur !

Lorsque je suis arrivé à Rennes, j'étais à la fois excité et effrayé par cette nouvelle vie qui se profilait. Malgré ma confiance, cela a été trois années très éprouvantes psychologiquement, mais qui constituent dorénavant une étape de ma vie. Cette vie pouvant aussi se faire providence, elle aura mis sur mon chemin quatre collègues, maintenant amis de confiance, Hugo, Sílvia, Gustavo et Inès... C'est une superbe expérience que nous avons partagée, je vous dois beaucoup. Merci à ma famille, parfois loin de moi, papa, maman, mon frère, mes grands parents et cousins, mes amis de toujours, le TR4KN4R, Oriane, les 89. Vous m'accompagnez et me soutenez encore aujourd'hui, depuis l'Alsace, l'Isère, la Provence, le pays Basque ou la Bretagne. Vous m'êtes tous très chers.

Table des matières

Table des matières	v
Table des figures	xi
Liste des tableaux	xix
Introduction générale	1
I Transposition hydrologique à base géomorphologique : flexibilité, robustesse et limites	5
1 État de l'art en hydrologie et modélisation hydrologique	7
1.1 Introduction	7
1.2 La complexité de l'hydrologie de bassin versant	7
1.2.1 Composantes du cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant	7
1.2.2 Articulation versant-réseau	9
1.2.3 Non-linéarité de la réponse hydrologique	12
1.3 La modélisation hydrologique et ses différents courants de pensée	18
1.3.1 But de la modélisation hydrologique	18
1.3.2 Approches de modélisation	19
1.3.3 Problématique du bassin non-jaugé	20
1.4 Principe de la modélisation hydrologique à base géomorphologique	22
1.4.1 Théorie de l'hydrogramme unitaire	22
1.4.2 Formalisation de l'approche à base géomorphologique	24
1.4.3 Construction d'une fonction de transfert par analyse morphométrique	26
1.5 Principe d'inversion-transposition de l'hydrogramme unitaire à base géomorphologique	29
1.5.1 Principe de l'inversion	30
1.5.2 Application du principe de l'inversion-transposition	32
1.6 Au coeur de la prédiction en bassin non-jaugé : la similarité hydrologique	33
1.6.1 Les signatures hydrologiques ou caractéristiques fonctionnelles des bassins versants	34
1.6.2 Facteurs de contrôle de la similarité hydrologique et classification	35
1.6.3 Régionalisation	36
1.7 Conclusion	36

2	Simulations hydrologiques à base géomorphologique	39
2.1	Introduction	39
2.2	Robustesse et limites : simulations hydrologiques sur des bassins Bretons	39
2.2.1	Données hydrométriques	40
2.2.2	Les modèles numériques de terrain disponibles	41
2.2.3	Métriques d'évaluation des simulations	41
2.2.4	Extraction d'un réseau hydrographique et des dérivées géomorphologiques par analyse du MNT	42
2.2.5	Comparaison des réseaux obtenus	43
2.2.6	Simulations à partir d'hydrogrammes unitaires géomorphologiques différents	44
2.3	Sources d'erreur en modélisation hydrologique à base géomorphologique	47
2.3.1	L'erreur de variance	47
2.3.2	L'erreur de biais	51
2.3.3	Conclusion partielle	54
2.4	Sortir du contexte Breton : efficacité de la simulation dans différentes configurations de bassins versants Québécois	54
2.4.1	Le régime pluvio-nival et la pluie nette	54
2.4.2	PUB in Québec : A robust geomorphology-based deconvolution-reconvolution framework for the spatial transposition of hydrographs	57
2.5	Conclusion	85
	Conclusion générale de la partie 1	87
II	Évolution des signaux hydrochimiques dans le réseau hydrographique	89
3	Variabilité spatio-temporelle de la composition chimique des rivières	91
3.1	Introduction	91
3.1.1	Pourquoi utiliser la concentration?	91
3.2	Articulation hydrogéomorphologique du bassin versant et conséquences sur le cycle biogéochimique	93
3.2.1	Le versant et la nappe	94
3.2.2	Le réseau	94
3.3	La variabilité hydrochimique dans les cours d'eau	95
3.3.1	La variabilité spatiale	95
3.3.2	Les dynamiques temporelles	97
3.3.3	La REA, ou quand l'hydrologie et l'hydrochimie convergent	97
3.4	Avancées en modélisation hydro-biogéochimique	99
3.4.1	Limitations des modèles actuels, quid des grands bassins versants?	102
3.4.2	Conclusion	102
4	L'émergence des comportements hydrochimiques	105
4.1	Introduction	105
4.2	Matériel et choix méthodologiques	105
4.2.1	Domaine d'étude	105
4.2.2	Base de données	107
4.2.3	Période d'étude et fenêtre temporelle saisonnière	110
4.2.4	Pré-traitement des données	110
4.2.5	Base de données d'étude	111
4.3	Variabilité spatiale synoptique de la concentration moyenne	112
4.3.1	Variabilité géographique	112

4.3.2	Variabilité d'échelle	117
4.3.3	Mise en place d'une méthode d'analyse synoptique de type spectral des concentrations moyennes	119
4.3.4	Comportement synoptique des indices	122
4.3.5	Les bassins emblématiques : évidence de comportements distincts à la méso-échelle	122
4.3.6	Vers une typologie des bassin versants	127
4.3.7	Multiplicité de comportements archétypaux	132
4.4	Facteurs de contrôle de l'Aire Représentative	136
4.4.1	La Loire : évolution amont-aval du faciès hydrochimique	136
4.4.2	Aspect convolutif du faciès hydrochimique	139
4.5	Modulation des concentrations moyennes : convolution des trois effets de mélange	140
4.5.1	L'effet géographique	141
4.5.2	La topologie	144
4.5.3	La taille	146
4.5.4	Comportement de l'équation perceptuelle de la convolution face aux données observées	146
4.6	Conclusion	149
5	Analyse de sensibilité de la méthode RA	153
5.1	Introduction	153
5.2	Incertitude sur l'indice de variabilité hydrochimique	153
5.3	Sensibilité à la taille de l'échantillon	154
5.4	Variabilité temporelle	155
5.4.1	Estimation des indices hydrochimiques au pas de temps mensuel	156
5.4.2	Variabilité saisonnière	158
5.5	Conclusion	160
	Conclusion générale de la partie 2	163
III	Modélisation guidée des dynamiques hydrologiques et hydrochimiques	167
6	Construction d'un cadre de transposition optimisé et validation hydrologique	169
6.1	Introduction	169
6.2	Vision actuelle de la similarité hydrologique	170
6.2.1	L'hydrologie en bassin non-jaugé : un front de sciences	171
6.3	La concentration moyenne comme indice de similarité?	172
6.3.1	A la méso-échelle	172
6.3.2	A l'échelle synoptique	173
6.4	Vers une transposition hydrologique guidée par l'hydrochimie	174
6.4.1	Les principes de similarité sur la base de l'hydrochimie comparative	176
6.5	Application de l'inversion-transposition vers les bassins emblématiques	178
6.5.1	Le Blavet	179
6.5.2	La Mayenne	182
6.5.3	Le Beuvron	184
6.5.4	Le Thouet	185
6.5.5	La Gartempe	186
6.5.6	L'Allier	189
6.6	Conclusion	191

7 Estimation de dynamiques hydrochimiques en bassin non-jaugé par transposition d'hydrogrammes	193
7.1 Introduction	193
7.2 Proposition d'un modèle de prédiction des dynamiques hydrochimiques	195
7.2.1 Les dynamiques hydrochimiques	195
7.2.2 La relation concentration-débit	196
7.2.3 Intérêt de la transposition d'hydrogramme pour la modélisation de dynamiques hydrochimiques en bassin non-jaugé	197
7.3 Estimation des flux en bassin non-jaugé	198
7.3.1 Observer et comprendre le système	198
7.3.2 Application de la méthode	204
7.3.3 Apport de la haute-fréquence : l'observatoire de Kervidy-Naizin	210
7.4 Conclusion	214
Conclusion générale	217
Bibliographie	223
A	247

Mobilité à l'Université Laval

Au cours de la thèse, j'ai eu l'occasion d'effectuer une mobilité doctorale à l'université Laval (Québec) entre la période du 15 septembre 2017 au 15 janvier 2018. L'encadrement a été assuré par le professeur François Anctil.

Conférences

Ecrepont, S., Cudennec, C., Jaffrézic, A. Towards hydrochemical PUB stable vs. heterogeneous NO_3^- and DOC signatures across hydrographic structure and size. Poster - Assemblée Générale EGU, 23-28 avril 2017, Vienne, Autriche.

Écoles chercheur

Du 13 au 16 Juin 2016 à Ecully, France : *Cycles et flux biogéochimiques dans les paysages hétérogènes*. Dispensée par l'INRA. Du 18 au 21 Juillet 2016 à Trento, Italie : *Hydrological modelling with OMS components*. Dispensée par l'Université de Trento.

Publications

- Ecrepont, S., Cudennec, C., Anctil, F., Jaffrézic, A. (2018). PUB in Québec : A robust geomorphology-based deconvolution-reconvolution framework for the spatial transposition of hydrographs. *Journal of Hydrology*. Accepté le 15/12/2018.

- Ecrepont, S., Jaffrézic, A., Anctil, F., Cudennec, C. Hydrochemical emergence across river networks - A synoptic multiscale analysis of winter DOC and NO₃ patterns. En révisions par *Hydrological Processes*.
- Ecrepont, S., Cudennec, C. Geomorphometry-based modelling of discharge series in ungauged basins - Robustness regarding DEM sources. Soumis à *PLAHS* en Septembre 2018.

Table des figures

1.1	Le cycle hydrologique atmosphère-continent-océan (USGS)	8
1.2	Concept de l'Aire Élémentaire Représentative et de la superposition de l'hétérogénéité. Inspiré de Fan et Bras (1995). Le cercle rouge représente l'étendue de l'événement hydrométéorologique considérée comme étant stationnaire mais d'intensité pluviométrique variable. Une REA de longueur caractéristique $L_1 = \sqrt{REA}$ existe à la suite d'un événement hydrologique localisé de longueur caractéristique $L_2 > L_1$. La variabilité végétale, topographique, des sols, et du champ de pluie sont à l'origine d'un large spectre de réponses à échelle fine (zone I). Dans la zone II, la stabilisation est observée lorsque la REA (de longueur caractéristique L_1) est atteinte, et ce jusqu'au point A. Cependant, à mesure que le réseau hydrographique s'agrandit, des affluents non affectés par la pluie se connectent, résultant dans une déstabilisation du signal (zone III).	17
1.3	Articulation du versant au réseau conceptualisé pour la modélisation hydrologique. FP et TF sont respectivement la fonction de production et la fonction de transfert. R_n , la partie de l'averse (P) qui atteint le cours d'eau.	20
1.4	Utilisation synergique d'informations pour contraindre le paramétrage des modèles. Adapté de Gupta et al. (2008)	22
1.5	Production de la pluie nette par le versant (et sa fonction de production FP) et son acheminement vers l'exutoire via la fonction de transfert FT.	24
1.6	Décomposition du chemin d'écoulement entre versant-réseau (d'après (Cudennec, 2000)).	27
1.7	Établissement de la fonction de transfert à base géomorphologique à partir de la distribution d'une analyse morphométrique d'un MNT de résolution 50x50m ² sur le bassin versant de l'Aff en Bretagne.	28
1.8	Schématisme de la simulation d'un débit en bassin non-jaugé par inversion d'une fonction de transfert TF1 d'un bassin jaugé pour en obtenir la pluie nette, la transposer sur le bassin non-jaugé puis enfin la convoluer grâce à la fonction de transfert TF2.	30

2.1	Positionnement des bassins versants étudiés dans la zone d'étude, et répartition de la géologie et de la pluviométrie annuelle.	40
2.2	Comparaison des réseaux hydrographiques obtenus à partir des différents MNT	43
2.3	Impact du choix du MNT sur la délimitation du réseau hydrographique et son bassin versant. Exemple du Coët-Dan à Naizin.	44
2.4	Jeu de 8 bassins versants utilisé. Les couples (liste non-exhaustive pour des raisons de clarté) de transposition possibles sont identifiés par des flèches noires.	45
2.5	Évaluation des simulations pour tous les bassins et pour les fonctions de transfert issues des quatre MNT.	46
2.6	L'erreur de variance et l'erreur de biais observées sur la modélisation.	47
2.7	Simulation d'ensemble pour l'Evel à Guénin (Ev) selon différents paramétrages de A_D , A_R , B_R avec C_R , C_D , T_R fixés.	49
2.8	Série de simulations par inversion puis transposition depuis l'Evel à Guénin (Ev) vers le Blavet à Plelauff (Bl2) pendant l'événement hydrologique du 18 avril 2015. La simulation d'origine utilisant la vitesse issue de la régression	50
2.9	Simulation d'ensemble vers le Blavet à Plelauff (Bl2) depuis les 7 autres bassins entre le 15 avril et le 30 avril 2015.	52
2.10	Prise en compte de la variabilité pluviométrique en transposition d'une pluie nette	53
2.11	Saisonnalité hydrologique au Québec, exemple de la rivière des Eaux volées dans la forêt de Montmorency (4 km ²) pour l'année 2013. Voir article Journal of Hydrology.	55
3.1	Synthèse des facteurs susceptibles de modifier la concentration. Ces facteurs peuvent agir sur la quantité de matériel mobilisable (particulaire ou dissoute), sur la mobilisation dans le versant et la distribution au réseau. Schéma tiré de Lintern et al. (2018a)	96
3.2	Saisonnalité hydrologique à l'échelle d'un bassin versant et effet sur la chimie du cours d'eau. Exemple de l'Evel à Baud (479 km ²) sur 2 années hydrologiques entre septembre 2012 et août 2014. Données issues de la chaîne de modélisation SAFRAN-ISBA-MODCOU au pas de temps journalier et à la maille 64 km ² (Habets et al., 2008).	98
3.3	Concept de l'Aire Élémentaire Représentative (REA) au sens hydrochimique	100
4.1	Domaine d'étude constitué du bassin versant de la Loire, de la péninsule Bretonne, la Normandie sud, les fleuves côtiers Vendéens, et le haut de Seine ainsi que six bassins emblématiques du domaine.	106
4.2	Position des 6 bassins versants emblématiques sur la carte du premier niveau d'occupation du sol CORINE LAND COVER 2006.	108
4.3	Position des 6 bassins versants emblématiques sur la carte géologique en 11 classes du BRGM.	109

4.4	Statistiques de surface des 2223 sites étudiés, en fonction de leur ordre de Strahler. Le nombre au dessus de chaque boîtes à moustaches correspond au nombre de sites au sein de la classe d'ordre de Strahler.	113
4.5	Répartition spatiale des concentrations moyennes hivernales interannuelles en COD (a) et NO_3^- (b). Les bassins versants emblématiques sont également représentés et illustrent la particularité de leur faciès hydrochimique.	114
4.6	Résultats de l'ACP sur les 12 concentrations moyennes et selon les 3 plans principaux.	118
4.7	Concentrations moyennes synoptiques pour l'ensemble des paramètres. Les lignes verticales correspondent à la rupture statistique en terme de surface opposant les petits bassins (large gamme de concentrations moyennes), et les grands bassins qui tendent vers la valeur synoptique (droite horizontale).	120
4.8	Procédure d'estimation de l'indice de variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$ et de l'Aire Représentative $RA_{[X]}$ pour le paramètre X. Au moins cinq sites (donc cinq concentrations moyennes) sont nécessaires pour calculer ces indices.	121
4.9	Répartition spatiale de l'indice de variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$ et positionnement des bassins versants emblématiques.	123
4.10	Répartition spatiale de l'Aire Représentative normalisée $RA_{[n,X]}$ et des bassins versants emblématiques.	124
4.11	Indice de variabilité hydrochimique synoptique $\sigma_{[X]}$ pour l'ensemble des paramètres. Les lignes verticales correspondent à la rupture statistique en termes de surface opposant les petits bassins (large gamme de concentrations moyennes) et les grands bassins qui tendent vers la valeur synoptique (droite horizontale).	125
4.12	Aire Représentative normalisée $RA_{[n,X]}$ pour l'ensemble des paramètres. La droite noire est une régression logarithmique $RA_{n,[X]} = \log(A)$	126
4.13	Concentrations moyennes des bassins emboîtés (reliés par ligne noire) et des sous-bassins. La ligne verticale colorée est l'Aire Représentative. Les bassins versants emblématiques sont affichés en couleur, les données synoptiques en gris. La ligne horizontale correspond à la concentration moyenne synoptique.	127
4.14	Indice de variabilité hydrochimique pour les bassins emboîtés (reliés par ligne noire) et sous-bassins. Les bassins versants emblématiques sont affichés en couleur, les données synoptiques en gris. La ligne horizontale correspond à la valeur synoptique de l'indice.	127
4.15	Aire Représentative des bassins emboîtés (reliés par ligne noire). Les bassins versants emblématiques sont affichés en couleur, les données synoptiques en gris. La régression logarithmique $RA_{n,[X]} = \log(A)$ est établie sur les données synoptiques en gris.	128
4.16	Classification des bassins versants sur la base du faciès COD- NO_3^- . Quatre classes ressortent : "COD- NO_3^- faible", "COD- NO_3^- intermédiaire", "COD dominant", " NO_3^- dominant".	130

4.17	Classification des bassins versants sur la base de l'indice de variabilité hydrochimique et de l'Aire Représentative normalisée pour COD et NO_3^- . Les bassins sont classés selon 4 groupes archétype "A", hybride 1 "H1", hybride 2 "H2" et hybride stable "SH".	133
4.18	Inter-comparaison de différentes catégorisation de bassins versants permettant de faire ressortir l'unicité des bassins versants emblématiques.	134
4.19	Cartographie du linéaire de la Loire et des principaux affluents étudiés.	137
4.20	Profil en long du faciès hydrochimique de la Loire (figure centrale) et ses affluents principaux (les encarts). Chaque confluence est identifiée par une flèche bleue. La concentration moyenne résultante est identifiée par une flèche violette. Les lignes grises verticales séparent le profil en trois parties : Loire amont-intermédiaire-aval. Pour chaque encart sont représentés en noir le profil de la Loire, et en bleu le profil du bassin emblématique, puis en vert la connexion jusqu'à la Loire.	138
4.21	Évolution synoptique de l'Aire Représentative en fonction de la surface du bassin versant avec prise en compte du type de bassin versant (classification effectuée selon COD et NO_3^-).	140
4.22	Conceptualisation de l'émergence d'une concentration moyenne issue de la convection des trois effets majeurs : l'effet géographique), l'effet topologique et l'effet taille.	141
4.23	Indices de diversité de Shannon, et d'hétérogénéité climatique en fonction de l'ordre de Strahler pour les différents types de bassins versants établis à partir d'une analyse sur COD et NO_3^-	143
4.24	(a) Rapport de confluence et (b) Rapport de confluence normalisé par l'ordre de Strahler en fonction de la surface pour 3835 bassins versants du domaine d'étude. 145	
4.25	RA prédit en fonction du RA observée pour plusieurs paramètres. Constante C fixée à 0.02.	148
4.26	Principe d'intégration de la variabilité hydrochimique et distinction de zones de similarité révélées par une analyse RA	151
5.1	Application de la méthode de ré-échantillonnage du jeu de données de concentrations pour la détermination du nombre minimum de stations de jaugeages nécessaire à l'estimation d'une valeur de $\sigma_{[X]}$ stable. Les zones d'incertitudes grises sont déterminées à partir du premier et troisième quartile. Les droites en pointillées correspondent à l'incertitude bootstrap calculée sur l'échantillon total. 155	
5.2	Densité de station nécessaire pour l'estimation d'une valeur de $\sigma_{[X]}$ fiable en fonction de la surface du bassin, pour les 6 bassins versants emblématiques.	156
5.3	Densité de probabilité des indices $\sigma_{[X]}$ et RA_n évaluée sur 17 années (2000-2016) et sur les bassins versants emblématiques. Les lignes verticales correspondent aux indices originaux calculés sur les données agrégées sur 17 ans.	157

5.4	Variabilité intra-annuelle des indices $\sigma_{[X]}$ et RA_n évaluée sur 17 années (2000-2016) et sur les bassins versants emblématiques. $\sigma_{[X]}$ est normalisé afin de faciliter la comparaison entre COD et NO_3^-	159
6.1	Approche Newtonienne et Darwinienne en hydrologie. Adapté de Blöschl et al. (2013)	170
6.2	Effets combinés de la similarité structurelle, conjoncturelle et de taille impliqués dans la similarité hydrologique et hydrochimique globale, représentés en fonction de la longueur caractéristique $L = \sqrt{A}$ d'un bassin de superficie A. a) Effet de taille : référence à la non-linéarité des processus hydrologiques. b) Similarité conjoncturelle : saisonnalité hydrologique (conditions initiales), type d'événement hydrométéorologique. c) Similarité structurelle : géographie type assurant un certain fonctionnement, représenté par les archétypes (homogénéité géographique), hybrides (hétérogénéité géographique) et les hybrides stables.	175
6.3	Principe d'intégration de la variabilité hydrochimique et distinction de zones de similarité révélées par une analyse RA	176
6.4	Inversion-transposition sur le Blavet à Languidic (1935 km ²) sur l'année hydrologique 2014-2015 par application du principe d'intégration	180
6.5	Inversion-transposition vers le Blavet à Languidic (1935 km ²) sur l'année hydrologique 2014, selon la concentration moyenne.	181
6.6	Inversion-transposition sur la Mayenne à l'Huisserie (2904 km ²) sur l'année hydrologique 2006-2007 par application du principe d'intégration	182
6.7	Inversion-transposition vers la Mayenne à l'Huisserie (2904 km ²) sur l'année hydrologique 2007, selon la concentration moyenne.	183
6.8	Inversion-transposition vers le Beuvron à Montrieux-en-Sologne (511 km ²) sur l'année hydrologique 2014, selon la concentration moyenne.	184
6.9	Inversion-transposition sur le Thouet à Misse (1078 km ²) sur l'année hydrologique 2014 par application du principe d'intégration	185
6.10	Inversion-transposition sur le Thouet à Misse (1078 km ²) sur l'année hydrologique 2014 selon la similarité hydrochimique.	186
6.11	Inversion-transposition sur la Gartempe à Roche-Posay (3900 km ²) sur l'année hydrologique 2013 par application du principe d'intégration.	187
6.12	Inversion-transposition sur la Gartempe à Roche-Posay (3900 km ²) sur l'année hydrologique 2013 selon la similarité hydrochimique.	188
6.13	Inversion-transposition sur l'Allier à Auzon (2951 km ²) sur l'année hydrologique 2013 par application du principe d'intégration	189
6.14	Inversion-transposition sur l'Allier à Auzon (2951 km ²) sur l'année hydrologique 2013 selon la similarité de la concentration moyenne.	190
7.1	Schéma d'inversion-transposition complété avec la concentration observée à l'exutoire pour le paramètre X.	194

7.2	Expression qualitative des exposants b exprimant un comportement chémostatique (CS) ou chémodynamique (CD) pour les différents paramètres et bassins emblématiques. Les signes + ou - opposent les caractères de concentration ou dilution. Une pseudo-organisation de la heatmap est effectuée géographiquement pour l'axe des abscisses (nord-ouest vers sud-est) et selon le paramètre en ordonnée. La p-value de la relation entre concentration et débit, calculée par le coefficient de Pearson est représentée par la symbolique *** < 0,001, 0,001 < ** < 0,01, 0,01 < * < 0,05, . > 0,05	199
7.3	Comparaison des courbes CQ obtenues pour le bassin cible et les donneurs sélectionnés par principe d'intégration ou d'affinité hydrochimique. Exemple du Blavet (a), du Beuvron (b), de l'Allier (c), de la Mayenne (d). Lorsque les données sont insuffisantes, la case est blanche.	201
7.4	Évolution de la relation [X]-Q pour a) Mg^{2+} , b) Cl^- , c) HCO_3^- , d) Ca^{2+} , entre la Loire à Chaumont et la Loire à Langeais, après confluence avec le Cher. Les droites verticales correspondent au débit médian séparant les basses et hautes-eaux selon la méthode employée par Meybeck et Moatar (2012).	202
7.5	Principe d'estimation des flux en bassin non-jaugé par analyse de similarité hydrochimique, transposition d'hydrogramme et de relation CQ.	205
7.6	Estimation des flux de NO_3^- par transposition d'hydrogramme et de relation $[NO_3^-]$ -Q depuis les donneurs similaires (principe d'intégration). Pour chaque bassin est rappelé le type de relation CQ (chémodynamique CD ou chémostatique CS, et la significativité de la relation).	207
7.7	Estimation des flux de carbone organique dissous par transposition d'hydrogramme et de relation [COD]-Q depuis les donneurs forts (principe d'intégration). Pour chaque bassin est rappelé le type de relation CQ (chémodynamique CD ou chémostatique CS, et la significativité de la relation).	208
7.8	Estimation des flux de phosphore soluble réactif (PO_4^{3-}) dissous par transposition d'hydrogramme et de relation $[PO_4^{3-}]$ -Q depuis les donneurs forts (principe d'intégration). Pour chaque bassin est rappelé le type de relation CQ (chémodynamique CD ou chémostatique CS, et la significativité de la relation).	209
7.9	Concentration moyenne hivernale moyenne de l'Evel (Ev), du Moulin de Talléné (Mo) et de la Sarre (Sa) par rapport au Coët-Dan à Naizin (Co). Les barres d'erreurs sont égales à +/- un écart type.	210
7.10	Simulation du flux sur le bassin expérimental de Naizin, depuis l'Evel (emboitement aval), la Sarre (125 km ² , rive droite Blavet) et le Moulin de Talléné (45 km ² , rive droite Blavet) entre novembre 2015 et mars 2016.	212
7.11	Flux simulés cumulés sur le bassin expérimental de Naizin, depuis l'Evel (emboitement aval), la Sarre (125 km ² , rive droite Blavet) et le Moulin de Talléné (45 km ² , rive droite Blavet) entre novembre 2015 et mars 2016.	213

A.1	Saisonnalité hydrologique et ses conséquences sur les dynamiques hydrochimiques (Aubert, 2011).	248
A.2	Répartition spatiale des concentrations moyennes hivernales inter-annuelles. Les bassins versants emblématiques sont également représentés et illustrent bien leur particularité hydrochimique.	250
A.3	Répartition spatiale de l'indice de variabilité hydrochimique et positionnement des bassins versants emblématiques.	252
A.4	Répartition spatiale de l'Aire Représentative normalisée et des bassins versants emblématiques.	254

Liste des tableaux

1.1 Répartition des stocks d'eau à l'échelle du globe (d'après Marsily (1995))	8
1.2 Valeurs des paramètres d'inversion	32
2.1 Bassins Bretons utilisés pour l'analyse morphométrique	41
2.2 Différents Modèles Numériques de Terrain aux résolutions variables.	41
2.3 Gamme de paramétrage. Les nombres entre crochet sont tirés aléatoirement selon la méthode des hypercubes latins.	48
3.1 Principaux anions et cations majeurs, leur(s) origine(s) principale(s) dans l'eau de surface et les valeurs seuils du bon état écologique lorsque disponibles (MEEM, 2016)	93
4.1 Caractéristiques des 6 bassins emblématiques (Amplitude et moyenne). Le "nombre de sous-bassins" et "d'emboîtements" correspondent respectivement au nombre de sites d'échantillonnages. La pluie efficace est la partie de la pluie contribuant au ruissellement. C'est une variable estimée par le modèle météorologique SAFRAN (Habets et al., 2008).	107
4.2 Ensemble des paramètres disponibles et nombre d'échantillonnages depuis le 01/01/2000 jusqu'au 31/12/2016.	110
4.3 Nombre de concentrations moyennes obtenues par paramètres suite au pré-traitement des données.	112
4.4 Résultats de l'ACP sur les concentrations moyennes en NO_3^- , COD, Mg^{2+} , SO_4^{2-} , K^+ , Cl^- , Ca^{2+} , HCO_3^- , SiO_2 , PO_4^{3-} , P_{tot} , Na communes à 582 sites.	115
4.5 Corrélation (ρ) des variables supplémentaires sur les 3 premiers axes de l'ACP. La qualité de la projection de la variable selon la composante principale est informée par \cos^2 , allant de 0 à 1.	117
4.6 Résultats de l'HCPC sur les indices hydrochimiques pour COD et NO_3^-	132

4.7	Position des bassins emblématiques dans les différentes faciès hydrochimiques (paramètres géogéniques : HCO_3^- , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , SO_4^{2-} ; paramètres nutriments : COD, NO_3^-). Le type de bassin fait référence au degré de développement du bassin versant : archétypal, hybride ou hybride stable pour un paramètre donné. Les signes >, < ou = indiquent la proportion relative si plusieurs catégories existent au sein d'un même bassin.	135
4.8	Coefficients de corrélation de Pearson entre la variabilité hydrochimique pour le paramètre X ($\sigma_{[X]}$) et la diversité géographique. Les deux premières colonnes représentent les corrélations avec la diversité géologique et d'occupation du sol, les troisièmes et quatrièmes sont reliées au coefficient de variation spatial de la température et de la pluviométrie moyenne annuelle. La significativité (p-value) de la corrélation est représentée par la symbolique *** < 0,001, 0,001 < ** < 0,01, 0,01 < * < 0,05, .>0,05	144
7.1	Synthèse de quelques dynamiques hydrochimiques saisonnières et événementielles sur le site de Naizin (ORE AgrHys), à nappe superficielle. ZH = zone humide. Adapté de Aubert et al. (2013), Dupas et al. (2015a).	195

Introduction générale

Gestion de la ressource en eau La qualité de l'eau dépend de facteurs climatiques, géographiques, et anthropiques. Les cycles biogéochimiques C, N et P sont fortement perturbés dans les agrosystèmes soumis à des pratiques agricoles intensives (Conley et al., 2009, Galloway et al., 2008, Heathwaite, 2010). Une des manifestations de ce déséquilibre est l'eutrophisation des eaux douces et marines, avec des conséquences sur la santé humaine et les écosystèmes (Gascuel et al., 2015). La Directive Cadre sur l'Eau (directive 2000/60/CE) dont le deuxième cycle a débuté en 2013 impose aux pays européens un retour au bon état écologique des masses d'eau. Pour répondre à cette demande, les gestionnaires territoriaux ont besoin de connaître les conséquences dans le temps et l'espace des actions d'aménagement menées localement, sur la qualité de l'eau à large échelle, afin de pouvoir à tout moment les réadapter ou de les renforcer (Melland et al., 2018). Pour y arriver, il faut nécessairement élaborer un réseau de mesure dont la densité de mesure spatiale et temporelle soit suffisante pour permettre une observation des tendances dans la qualité de l'eau (dispositif pérenne) ou l'évolution suite aux actions mises en oeuvre (dispositif transitoire) (Petit et Michon, 2015). En France, le suivi de la qualité est dans le meilleur des cas effectué mensuellement et de manière non-exhaustive sur le réseau hydrographique (35,4% des cours d'eau ne sont pas évalués en 2013 par manque de mesures, Petit et Michon (2015)). Cette densité de mesure est suffisante pour observer les tendances sur le long terme, mais insuffisante pour qualifier l'état écologique et chimique des fleuves à des échelles de temps plus courtes (Minaudo, 2015).

L'enjeu des modèles Il y a donc un enjeu majeur au développement conjoint des connaissances sur les processus hydrochimiques à petite et grande échelles, et des outils capables d'exporter cette connaissance en tout point du réseau hydrographique. Aujourd'hui encore, peu de modèles sont capables de fournir en bassin versant non-jaugé (absence de données pour le calage) l'information hydrologique et hydrochimique. Les seuls qui ont cette ambition se limitent à de la simulation *a minima* journalière (cas de HYPE et S-HYPE (Jiang et al., 2013, Strömqvist et al., 2012), SWIM (Krysanova et al., 2005), ou encore SWAT (Arnold et al., 1998)), et avec des incertitudes encore trop élevées (Peters et al., 2007). La dynamique hydrochimique étant fortement gouvernée par la dynamique hydrologique, l'existence d'un modèle hydrologique robuste capable de fournir cette information en bassin non-jaugé constitue un facteur limitant

pour cet objectif.

Au cours de précédents travaux à l'Unité Mixte de Recherche SAS (Sols Agro et Hydro-Systèmes), une approche de modélisation hydrologique en bassin non-jaugé a été développée (Cudennec, 2000). Le principe consiste dans un premier temps à estimer la fonction de transfert d'un bassin jaugé à partir de la distribution des temps de parcours à l'exutoire au sein du réseau hydrographique. Dans un second temps, la *pluie nette* (hauteur d'eau issue du versant et entrant dans le cours d'eau) est obtenue par déconvolution de l'hydrogramme mesuré à l'exutoire (Boudhraâ et al., 2018, 2006, Cudennec, 2000). C'est une variable non mesurable mais indépendante d'échelle et transposable après estimation. Selon certaines conditions, elle peut être convoluée sur un bassin versant non-jaugé à l'aide de sa propre fonction de transfert, afin d'y obtenir un hydrogramme simulé à son exutoire. Cette méthode a été appliquée avec succès en Tunisie (Boudhraâ et al., 2018, 2006, 2008, 2009), puis en Bretagne (de Lavenne, 2013, de Lavenne et al., 2015, de Lavenne et Cudennec, 2014, de Lavenne et al., 2012), mais aussi dans le bassin de la Loire (de Lavenne et al., 2016). La méthode d'inversion-transposition à base géomorphologique est donc une solution tangible à la problématique de la simulation de dynamiques hydrochimiques en bassin non-jaugé.

Les limites de la modélisation La simulation hydrologique est entachée d'incertitudes, et d'autant plus sur les bassins non-jaugés. Cette incertitude est issue de notre incompréhension globale des processus hydrologiques à l'échelle fine, de la limitation imposée par la quantité et la qualité de mesures disponibles pour construire des modèles précis et les valider. D'autre part, la réponse hydrologique est connue pour être fortement non-linéaire et interdépendante de l'historique hydroclimatique local, et ce à plusieurs échelles spatiales et temporelles. Pour réduire cette incertitude globale avec nos moyens actuels, nous devons alors retourner à l'observation naturaliste, et déduire de ces observations les comportements émergents et répétitifs entre lieux, périodes et échelles.

Objectifs La perspective d'une modélisation hydrologique robuste en bassin non-jaugé ouvre la voie au domaine de la dynamique hydrochimique. Le travail de thèse développé ici vise à proposer et argumenter un cadre conceptuel pour réduire l'incertitude issue de fonctionnements hydrologiques différents et ressentis sur la transposition hydrologique, et à terme hydrochimique. Ce premier objectif s'inscrit intégralement dans la problématique de la *similarité hydrologique*, c'est-à-dire la reconnaissance de traits communs entre deux bassins versants, assurant un fonctionnement proche. La recherche de LA meilleure source d'information à transférer vers un point d'intérêt non jaugé fait sans conteste partie des grands défis de l'hydrologie en ce début de siècle, dont l'AISH (Association Internationale des Sciences Hydrologiques) a fait la promotion à travers de sa décennie de recherche, PUB (Hrachowitz et al., 2013). L'accomplissement de ce premier objectif permettrait ensuite de proposer une adaptation de la transposition hydrologique à la transposition de dynamiques hydrochimiques.

Organisation du manuscrit Ce manuscrit est structuré en trois parties, pour un total de sept chapitres.

La première partie Le chapitre 1 présente un état de l'art de la complexité du fonctionnement hydrologique de bassin versant, articulé entre les versants et le réseau hydrographique, et de la façon dont est abordée cette complexité dans la modélisation à base géomorphologique et son inversion. Dans le chapitre 2, la modélisation est appliquée sur plusieurs couples de bassins tout d'abord en Bretagne puis au Québec, dans le but de tester la sensibilité, flexibilité et les limites du modèle. La question de sensibilité est abordée en Bretagne au regard de la qualité de la donnée topographique d'entrée (le modèle numérique de terrain), utilisée pour établir la fonction de transfert, mais aussi selon la paramétrisation du modèle. La question de la flexibilité (adaptabilité du modèle) et des limites de la méthode est testée dans un nouveau régime hydrologique pluvio-nival au Québec.

La deuxième partie Cette partie est constituée de trois chapitres articulés autour de la qualité de l'eau. Par parallélisme avec la partie 1, le chapitre 3 comporte un état de l'art du fonctionnement hydrochimique des bassins versants, la variabilité spatio-temporelle naturelle observée, et les solutions actuelles de modélisation. Au sein du chapitre 4, nous explorons la question de la similarité hydrologique entre bassins versants au moyen de l'information hydrochimique. Un jeu de données de qualité de l'eau hivernale à l'échelle synoptique (Bretagne, Loire, Vendée, Normandie sud, hauts de Seine) est étudié afin d'analyser des comportements hydrochimiques émergeant à travers trois effets (la taille du bassin, sa géographie et sa topologie), et à l'aide de deux nouveaux indices. Dans le chapitre 5 nous analysons la sensibilité spatiale et temporelle de la méthode développée en chapitre 4.

La partie trois Dans le chapitre 6, de nouvelles simulations hydrologiques sont effectuées avec le modèle hydrologique "conditionné" pour être utilisé à partir des meilleurs couples de bassins versants, sur la base des notions de similarité développées en partie 2. Nous y testons l'efficacité des indices de similarités développés sur la base de l'hydrochimie et leur apport sur la qualité de simulation. Dans le chapitre 7, nous proposons d'enrichir le modèle hydrologique avec l'information hydrochimique ponctuelle, à partir desquelles une simulation des flux est possible en bassin non-jaugé.

Notions structurantes du manuscrit Au cours de la lecture, un certain nombre de notions importantes seront développées, commentées et utilisées pour l'interprétation. Ces notions sont structurantes car elles constituent le socle des concepts qui vont être proposés. Nous proposons ici leur présentation succincte :

- **Bassin versant jaugé** Bassin versant disposant d'une instrumentation suffisante pour analyser son comportement hydrologique.

- **Bassin versant non-jaugé** Par opposition au bassin versant jaugé, le bassin non-jaugé n'est pas ou peu instrumenté.
- **Transposition** Action d'exporter une information depuis un point vers un autre point.
- **Niveau d'organisation** Relatif à la topologie du réseau hydrographique et son degré de développement.
- **Configuration** Ce qui distingue un couple de bassins versants : la distance (ex : sont-ils proches ou éloignés), leurs tailles (ex : petit vs. grand), leur organisation dans la hiérarchie du réseau (ex : amont vs. aval), leurs positions géographiques (ex : nord vs. sud) respectives.
- **Échelle** "Système d'évaluation, de référence, pour la mesure d'une grandeur abstraite, d'un phénomène." (CNRTL, 2018)
- **Intégration** Propre au niveau d'organisation, façon dont le bassin versant s'accommode de la variabilité induite par les niveaux d'organisation inférieurs.
- **Similarité hydrologique** fonctionnement hydrologique proche entre deux bassins versants.
- **Affinité** Rapport de nature ou de convenance entre des êtres ou des choses (CNRTL, 2018).
- **Structurel** Relatif à la structure, à la morphologie interne et externe, à l'agencement des différentes entités occupant l'espace, et assurant un fonctionnement type d'un bassin versant.
- **Conjoncturel** Relatif à la conjoncture météorologique, responsable de conditions hydrologiques particulières pour un certain lieu à un certain moment.
- **Saisonnalité** Exprime une variation du fonctionnement hydrologique au regard de la saison.
- **Signature hydrologique** Motif exprimé par une information hydrologique à une échelle de temps donnée, tirée de l'hydrogramme (ex : courbe des débits classés, période de retour des débits, débit mensuel...). (Eder et al., 2003)
- **Faciès** Vecteur constitué des concentrations de plusieurs paramètres et exprimant un fonctionnement particulier.
- **Géographie** Au sens *physiographique* : "Description géomorphologique des aspects naturels d'une région (relief, climat) et des phénomènes qui s'y rapportent". (CNRTL, 2018)
- **Archétype** Employée à l'anatomie : "Notion abstraite d'un squelette ou de tout autre système de parties similaires, considéré comme un type immuable [d'où dériveraient] les formes de chaque système offertes par toutes les espèces et tous les âges de chaque individu." (CNRTL, 2018). Ici le système est le bassin versant, dont le squelette est le réseau hydrographique.
- **Hybride** "Qui provient du croisement naturel ou artificiel de deux individus d'espèces, de races ou de variétés différentes." (CNRTL, 2018)

Première partie

Transposition hydrologique à base géomorphologique : flexibilité, robustesse et limites

État de l'art en hydrologie et modélisation hydrologique

1.1 Introduction

La composante de ruissellement du cycle hydrologique n'est qu'une fraction des écoulements totaux qui aboutissent à l'océan. Une grande partie s'évapore, ou profite des voies de transfert souterraines pour s'évacuer. Pour l'observateur averti, ces flux d'eau visibles dans les rivières puis dans les fleuves sont de plus très variables dans l'espace et dans le temps, suite aux gradients géographiques et climatiques, et à la saisonnalité. De l'interaction de ces différents processus il résulte une grande complexité qui aboutit à une incompréhension de certains systèmes hydrologiques, et plus généralement une incertitude sur les tentatives de prédictions à toutes les échelles d'espace et de temps. Dans ce premier chapitre, nous faisons l'état de cette complexité à travers lieux et échelles spatio-temporelles.

1.2 La complexité de l'hydrologie de bassin versant

1.2.1 Composantes du cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant

Depuis que la question de la gestion de l'eau comme ressource finie est apparue, l'homme s'est attaché à comprendre les étapes du cycle hydrologique. En effet, la complexité inhérente au fonctionnement d'un cours d'eau a été, et reste toujours un grand défi pour l'ingénierie, au delà de la seule gestion de la ressource. La compréhension des processus à l'oeuvre dans la genèse des écoulements au sein d'un versant a suscité un engouement scientifique intense à partir de la moitié du XX^{ème} siècle. Depuis, cette science a largement dépassé le cadre de l'ingénierie seule et a donné naissance à de multiples sous-disciplines relatives aux différents compartiments qui constituent un bassin versant. L'hydrologie est avant tout une science de l'observation, mais les développements de la modélisation spatialisée et les progrès en métrologie ainsi que la mesure haute fréquence ont permis au delà de cette observation d'identifier l'hétérogénéité des fonctionnements hydrologiques à l'échelle de l'unité paysagère, et des échelles de temps infra-

journalières. L'estimation des composantes hydrologiques d'un bassin versant est une tâche délicate. La figure 1.1 illustre les composantes principales connues du cycle hydrologique. Sous l'effet du rayonnement solaire, la transformation en vapeur des masses d'eaux océaniques et leur transport par convection est le moteur du cycle hydrologique, dont les eaux continentales constituent une partie. Cette figure schématise le transport d'une particule d'eau depuis le moment où elle est précipitée sur le continent, et son stockage dans différents réservoirs, pour finalement arriver dans l'océan (tableau 1.1). Ces réservoirs continentaux sont étroitement liés et les échanges entre eux sont nombreux.

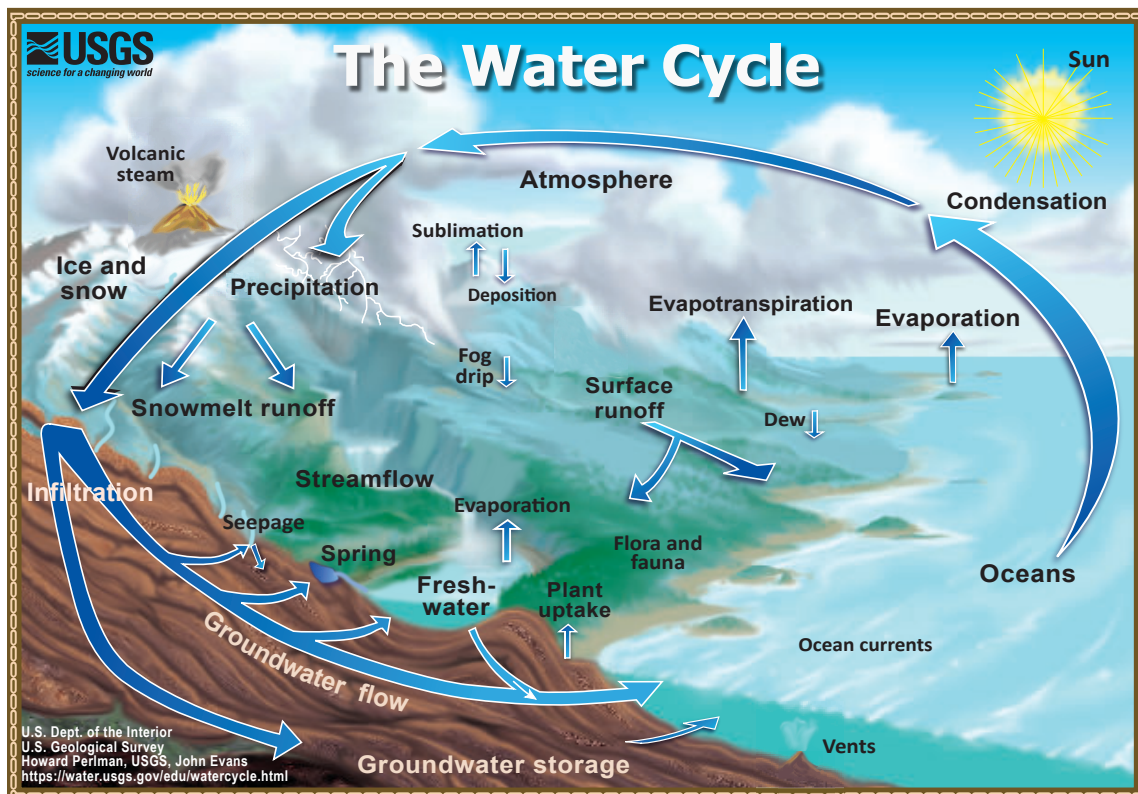


FIGURE 1.1 – Le cycle hydrologique atmosphère-continent-océan (USGS)

Tableau 1.1 – Répartition des stocks d'eau à l'échelle du globe (d'après Marsily (1995))

Réservoir	Stock (km ³)	Temps de résidence (années)
Océans	1 350 000 000	2500
Eaux continentales	35 976 700	-
Glaciers	27 500 000	1600 à 9700
Eaux souterraines	8 200 000	1400
Mers intérieures	105 000	250 (Mer Caspienne)
Lacs d'eau douce	100 000	1-17 (grands lacs)
Humidité des sols	70 000	1
Rivières	1 700	0.05
Atmosphère	13 000	0.02
Biosphère (cellules vivantes)	1 100	quelques heures

L'histoire terrestre d'une molécule d'eau va donc être très influencée par les processus en jeu

une fois précipitée, et de l'état des différents compartiments, dans la zone critique. La zone critique est définie par le Conseil National de Recherche des États-Unis comme "*la zone qui s'étend depuis le sommet de la canopée jusqu'au bas des eaux souterraines.*" (Council, 2001). La zone critique constitue une interface entre les compartiments atmosphère, surface et sous-sols, et inclut également les interactions avec le vivant. Elle fait par ailleurs l'objet en France de recherches actives, illustré par le réseau d'observatoires OZCAR (Gaillardet et al., 2018). Ces compartiments constituent le terme de stockage du bilan hydrologique qui est selon la définition de l'Agence Française pour la Biodiversité le *bilan d'évolution des ressources en eau (les débits des cours d'eau, le niveau de nappes, les pluies efficaces) d'un territoire basé sur des informations météorologiques, piézométriques ou encore hydrologiques.* Cette approche par bilan peut être faite à l'échelle régionale, mais le plus souvent au sein d'un bassin versant, système considéré comme étant fermé. D'un point de vue mathématique, ce bilan s'exprime comme l'équivalence entre les précipitations P et la somme des écoulements R (de surface et souterrains) et de l'évapotranspiration réelle E , plus ou moins une variation du stock ΔS . Ce type de calcul est effectué généralement à l'échelle de l'année hydrologique (en France du 1^{er} septembre au 31 août de l'année suivante) et limite de ce fait les erreurs. En réalité ce bilan est dynamique et par conséquent bien plus difficile à vérifier. Cela est dû essentiellement aux différents temps de résidence de la goutte d'eau depuis son arrivée sur le sol jusqu'à l'exutoire du bassin versant selon le chemin qu'elle va prendre (figure 1.1, tableau 1.1). Sayama et al. (2011) ont par exemple étudié plusieurs bassins versants Californiens afin de vérifier la variation du stock $dS(t)$ au pas de temps horaire. Au travers de cette variable dynamique, ils ont pu observer une valeur seuil de stockage dynamique au delà de laquelle les bassins versants réagissaient différemment à une impulsion de pluie donnée. La réflexion autour de cette étude montre que la production d'un écoulement dans le réseau hydrographique suite à un événement pluvieux est fortement non-linéaire, et fait appel, entre autres, à une notion de connectivité variable dans le temps entre le versant et son réseau hydrographique. Ce concept de connectivité apparu à la fin des années 1990 peut se définir ainsi : "*la connectivité hydrologique est la capacité de l'énergie, matière ou organismes à se mouvoir à l'intérieur ou entre les éléments du cycle hydrologique au moyen des flux d'eau et dans les trois dimensions*" (Pringle, 2003, 2001, Ward, 1997). Si la topographie (de surface et profonde) et notamment les dépressions impactent la distribution de l'humidité du sol et la remontée de la nappe, menant à des zones favorisant un écoulement (Anderson et Burt, 1978, Burt et Butcher, 1985, Dunne et Black, 1970), c'est bien la connexion entre ces patches qui va réellement influencer le transport de l'eau au sein du versant jusqu'à la rivière (Jencso et al., 2009, McGlynn et McDonnell, 2003). Cette notion de connectivité étendue au réseau hydrographique est centrale dans la discipline du transport sédimentaire (Phillips, 1992) ou de l'hydrobiologie. Par exemple, une accumulation ou une ablation du sédiment est souvent observée à la confluence entre deux rivières, et ce en fonction de la *puissance critique* du cours d'eau (Bull, 1979).

1.2.2 Articulation versant-réseau

L'hydrologie utilise souvent le bassin versant comme unité d'étude. Cette aire drainée est organisée selon une articulation entre les versants récepteurs de la pluie et à l'origine de la

genèse de l'écoulement, et le réseau hydrographique vecteur de transport dominant. Ces deux compartiments ont des fonctions très différentes sur la réponse hydrologique et il est utile de les considérer indépendamment, et en tant que sous-systèmes articulés, si l'on souhaite interpréter correctement le bassin dans son ensemble.

Processus de versant

Les versants constituent l'essentiel de la superficie du bassin versant. Le terme versant décrit les surfaces adjacentes au cours d'eau et organisées selon la topographie dont la fonction première est la réception de la pluie et son acheminement vers le réseau. Le versant est caractérisé par un ensemble de processus propres qui ont pour conséquence le stockage et le transport de l'eau. A la suite d'une impulsion unitaire de pluie, cela se traduit par un étalement du signal dans le temps. Cet étalement temporel est associé à un mouvement des masses d'eau dans les trois dimensions de l'espace, menant à des trajets plus ou moins longs. Ce simple constat théorique adapté des connaissances en hydrodynamique des milieux poreux (Darcy, 1856, Richards, 1931) suffit à imaginer la difficulté de prévoir le transfert de l'eau au sein d'un versant compte tenu de l'information limitée sur les sols et sous-sols. Ces concepts sont essentiellement mécanistes et ont permis d'assister les hydrologues dans la formalisation des processus dirigeant le fonctionnement hydrologique du versant. Les travaux de la première moitié du XX^{ème} siècle se sont donc concentré sur ces questions majeures, avec la mise en évidence des processus d'écoulement de surface et d'infiltration/percolation (Horton, 1935), ou de subsurface (Hursh, 1936, 1944), dont Kirkby (1969) fait une synthèse. A partir de versants fortement instrumentés, Dunne et Black (1970) exposent le concept de ruissellement sur surface saturée (mécanisme de Dunne), issu de l'affleurement de la nappe en pied de versant. Ce concept a permis une formulation alternative du fonctionnement de versant du modèle basé uniquement sur le principe d'infiltration de Horton. Freeze (1980) a testé à l'aide de TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979), un modèle 2D de versant, l'effet de la variation des propriétés des sols et la pente du versant sur la quantité de ruissellement issue du mécanisme de Dunne. Tout en fixant un paramètre il a cherché à faire varier le second puis inversement. Seule une gamme restreinte du paramètre variable était à même de reproduire le mécanisme de Dunne. Il conclut : "*Le fait que le mécanisme de Dunne soit si commun dans la nature malgré les contraintes liées à son occurrence signifie une relation proche entre climat, conductivité hydraulique et développement géomorphologique*". Dans leur étude sur un petit bassin de 0,42 km², Detty et McGuire (2010) se sont intéressé à la saisonnalité de la connectivité des couches de sol selon la profondeur et la position amont-aval dans le versant. Il s'est avéré que le fonctionnement de la tête de versant était significativement différent du pied de versant en période sèche (déconnexion), mais identique en période humide indiquant un état de connectivité versant-nappe-rivière. Uchida et al. (2005) ont quant à eux montré au moyen de la silice que la réponse des versants était spatialement très différente dans une région géologiquement similaire en période de basses eaux, et que ces différences étaient contrôlées par la contribution des eaux de nappe. Ces résultats montrent à quel point il est difficile de conceptualiser un schéma de fonctionnement de versant entièrement généralisable à tous les versants compte tenu de la variabilité météorologique et physique, et de l'absence de

connaissance des conditions aux limites antérieures (Beven, 2006). A défaut de pouvoir détailler entièrement chaque versant, certaines recherches se sont peu à peu portés sur l'identification de facteurs dominants gouvernant la réponse hydrologique des versants (ou des bassins) dans un contexte bioclimatique similaire (McDonnell et Woods, 2004).

Notion d'interface Les *interfaces* sont les zones situées entre deux compartiments et sont caractérisées par des processus hydrologiques particuliers. La limite entre écoulements de surface et écoulements de nappe constitue la zone vadose ou zone non-saturée qui comme son nom l'indique est caractérisée par une contenance en eau variable. La zone humide riparienne (ZHR) constitue une seconde interface majeure. De par sa position en pied de versant et sa topographie faiblement pentue, cette surface est souvent saturée par l'affleurement de la nappe phréatique (Beven, 1996). Le type d'alluvions qui la composent induit une variabilité de la connexion. Des alluvions imperméables dans la zone humide riparienne jouent le rôle de barrière. A l'inverse, des alluvions perméables permettent les battements de nappe (Montreuil, 2008). L'apport d'eau de nappe de manière continue vers la rivière est fondamental dans certains contextes hydrologiques. Cette source constitue le débit de base, soit la *partie du débit d'un cours d'eau qui provient essentiellement des nappes souterraines, mais aussi de la vidange des lacs et de la fonte des glaciers, durant des périodes suffisamment longues où il ne se produit ni précipitation, ni fonte des neiges* (UNESCO et OMM, 1992). En dernier lieu, la zone hyporhéique constitue l'interface entre nappe phréatique et corridor aquatique (Boulton et al., 1998, Sanford et al., 2007). La zone hyporhéique favorise l'apparition d'habitats particuliers en maintenant des conditions de température et redox stables en période de basses eaux (Robertson et Wood, 2010). La géomorphologie et les formations sédimentaires des lits de rivière ne sont pas invariables selon la taille du bassin, ce qui impacte les flux entre compartiments à travers les interfaces (Mourier et al., 2008). Ces interfaces sont bien souvent négligées dans la conception des modèles hydrologiques.

La pluie nette

La pluie nette est un concept central de ce travail de thèse. Nous nous référons à la définition officielle issue du Glossaire International d'Hydrologie (UNESCO et OMM, 1992) à savoir "*partie de l'averse qui atteint un cours d'eau par ruissellement*", en considérant le ruissellement au sens large. Ce terme est parfois confondu avec :

1. **La pluie efficace** qui est la partie de la pluie contribuant au ruissellement au sens strict.
2. **La pluie excédentaire** qui est la proportion de la pluie qui contribue directement au ruissellement.
3. **La pluie au sol** qui est la 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.

Processus de réseau

Le réseau hydrographique a une fonction très différente dans le bassin versant. C'est le récepteur de la pluie nette produite par le versant et qui assure ensuite le transport jusqu'à l'exutoire, puis l'océan. Alors qu'un temps de résidence moyen (MRT) au sein du versant se décompte en mois ou années, le temps de résidence du bassin versant est principalement gouverné par sa géométrie et la vitesse d'écoulement. Par exemple McGlynn et al. (2003), McGuire et al. (2005) ont montré que le MRT était moins dépendant de la surface totale du bassin que de la surface médiane des sous-bassins, et surtout de la distance d'écoulement en surface au sein du versant. L'essentiel sinon l'intégralité du temps de résidence dans le bassin versant est donc souvent associé au passage au sein du versant.

A l'image des versants, la formation du réseau hydrographique est dépendante de facteurs hautement hétérogènes selon la région tels que la géologie, le relief, le climat ou encore la végétation (Dietrich et al., 1993, 1992). Bien que cette observation laisse supposer une forme de hasard, la structure du réseau est en fait organisée, et cette organisation semble respecter certaines règles génériques. Cette structuration est basée sur la notion de dispersion de l'énergie, assimilée ici à un transfert de la masse d'eau incidente d'une surface vers un point : l'exutoire. Le premier à identifier cette structuration particulière puis à proposer un système d'ordre fut Horton (1932, 1945), révisé par Strahler (1952), qui ont observé une certaine constance dans les ratios en termes de longueur et de nombre entre les tronçons d'ordre de Strahler ω et $\omega - 1$. Ce principe a été étendu aux surfaces drainées par Schumm (1956). Shreve (1969) introduit le nombre de Shreve comme le nombre de confluences à l'amont. Une particularité de ces lois est qu'elles se manifestent quelle que soit la résolution à laquelle le réseau hydrographique est décrit. Cette propriété est typique des objets fractals et du principe d'auto-similarité (Mandelbrot, 1967). En d'autres termes, le réseau hydrographique est une structure géométrique, dont chaque partie est une copie possiblement translatée, tournée ou zoomée de la structure globale (Rodríguez-Iturbe et Valdés, 1979). Ces transformations impliquent que décrire une propriété de la figure géométrique en fonction d'une seule variable passe nécessairement par une loi puissance : $g(x) = ax^\alpha$ ou $g(x)$ est une propriété de la figure, x une variable, a et α des constantes. Ces relations puissance expriment une *invariance selon l'échelle*. C'est le cas de la loi de Hack reliant la longueur du plus long cours d'eau et la surface du bassin versant (Hack, 1957), et des variables hydrauliques telles que la vitesse, la largeur ou la profondeur d'écoulement que l'on peut relier au débit (Leopold et Maddock, 1953). Ces travaux laissent percevoir que la structure du réseau hydrographique a son importance dans la forme de la réponse à une impulsion de pluie nette issue du versant. Cette information structurelle a permis à l'approche de modélisation à base géomorphologique de se développer que nous verrons en détail plus tard.

1.2.3 Non-linéarité de la réponse hydrologique

Considérons un système tel que $D = MP$ où D est la sortie, M un modèle mathématique et P l'entrée. Ce système est considéré comme étant non-linéaire lorsque la sortie n'est pas proportionnelle à l'entrée au travers de sa ou ses fonction(s) interne(s). Il n'obéit pas aux prin-

cipes d'affinité et d'additivité. Les systèmes physiques sont pour la plupart non-linéaires. La non-linéarité est issue d'effets tels que l'effet de seuil, l'effet de saturation, l'effet d'hystérésis, ou la granularité. Le bassin versant est organisé autour d'un réseau, des versants, des nappes, soit autant de *réservoirs* en interaction et d'interfaces soumis aux forçages météorologiques, eux-mêmes variables dans le temps et hétérogènes dans l'espace. Le système physique bassin versant forme un ensemble complexe en grande partie à causes des non-linéarités.

Non-linéarité des forçages

En se référant au bilan hydrologique, les deux processus météorologiques jouant sur la régulation des écoulements sont les précipitations et l'évaporation. Les précipitations sont les seules entrées au sein d'un bassin versant. Le champ de pluie est loin d'être spatialement homogène et constant dans le temps. Lorsque les précipitations sont solides, un stock spatialement hétérogène est constitué au sol. Lorsque les précipitations sont liquides, à l'hétérogénéité spatiale s'ajoute l'aspect dynamique. Les propriétés dynamiques de la pluviométrie sont intensément étudiées car elles sont indispensables à l'estimation de l'aléa pluvial et hydrologique (Lavabre et Arnaud, 2010). Outre la variabilité intra-événementielle, les régimes pluviométriques sont très différents à l'échelle régionale étant donné le caractère irrégulier de la topographie et du mouvement dominant des masses d'air. De plus, selon les conditions météorologiques, le type d'événement peut être plus ou moins étendu dans le temps et l'espace (Waymire et Gupta, 1981) et s'organiser à l'échelle synoptique (LeCam, 1961). Or le bassin réceptionne cette pluie spatialisée pour la restituer en un seul point. Le signal de débit est donc une intégration dans le temps et l'espace des trajets de la pluie nette en tout point du bassin. A l'exutoire il y a donc plusieurs composantes non-linéaires : le signal non-linéaire de pluie nette issu des processus de versants et la réponse des sous-bassins qui peut être asynchrone en fonction de la structure du réseau et de la dynamique spatio-temporelle de l'événement météorologique et qui peut mener à une dissociation des pics de crue. Au delà de cette non-linéarité liée au bassin lui même, nous pouvons noter l'aspect stochastique des événements météorologiques pouvant être considérés comme indépendants entre eux. Les événements hydrométéorologiques (réaction du bassin suite à un événement météorologique) sont plus dépendants entre eux compte tenu de leur enchaînement et du temps nécessaire avant leur relaxation totale. L'évaporation est également un processus non-linéaire. Elle obéit à un certain nombre de facteurs bioclimatiques variables dans l'espace-temps (Musy et Higy, 2004). Nous pouvons citer parmi eux le profil de vitesse du vent, l'humidité relative de l'air, les flux radiatifs, l'interception et le stade de développement du couvert végétal. Cependant son estimation est entachée d'incertitudes. Selon la couverture végétale d'un bassin versant, l'évaporation va être plus ou moins homogène dans l'espace.

Non-linéarité des processus

Dans leur synthèse sur le changement d'échelle, Blöschl et Sivapalan (1995) font l'inventaire des échelles de temps et d'espace caractéristiques de l'ensemble des processus hydrologiques

connus. Les échelles données vont de 1 mètre et 1 minute pour l'écoulement Hortonien, à 10 000 kilomètres et 1 jour pour des précipitations de type frontal, 100 mètres et 100 ans pour l'écoulement dans les aquifères limoneux. Deux types de non-linéarité sont donc descriptibles. Le premier est associé à la combinaison de différents processus à différentes échelles caractéristiques au sein du bassin versant (ex : fréquence, intensité et durée des événements pluvieux, type d'écoulement dominant, saisonnalité). Le second résulte de l'évolution d'un processus au cours du temps en fonction des conditions aux limites. L'infiltration potentielle par exemple est une fonction des propriétés hydrodynamiques du sol et décroît exponentiellement à mesure que la saturation augmente. Or la saturation en eau est modifiée au cours du temps lors d'un événement pluvieux, modifiant ainsi la capacité d'infiltration des sols, et a fortiori la propension à produire un écoulement de surface. De la même manière, l'évaporation et donc l'humidité des sols dépendent fortement des variables bioclimatiques dont les fluctuations suivent notamment les cycles diurnes.

D'un point de vue théorique, le bassin versant est un système doté d'énergies gravitaire et cinétique dont le transfert va se faire au sein du versant puis du réseau par diffusion hydrodynamique (liée aux différents trajets possibles de la goutte d'eau), géomorphologique (liée à la localisation de la goutte d'eau au sein du bassin) et par advection (plus le bassin est grand, plus la distance à parcourir est longue). En ne considérant que l'écoulement de surface ou l'écoulement de subsurface suite à des pluies spatialement homogènes d'intensité constante, et à l'aide d'un modèle d'advection-dispersion, Robinson et Sivapalan (1995) ont montré à partir de trois bassins versants de 0,87, 8,7 et 87 km² que la réponse hydrologique du bassin varie de façon non-linéaire selon sa taille. Cette évolution n'est pas monotone : lorsque la taille du bassin s'accroît, la réponse devient plus pointue (moins dispersée). Ce comportement s'observe jusqu'à une surface critique de 2 km² pour un bassin dominé par l'écoulement de surface et 20 km² pour une dominance de subsurface. Passé ce seuil, la réponse du bassin tend à se disperser à nouveau. Les implications de ces découvertes sont importantes pour la modélisation, notamment distribuée, dans la mesure où le niveau de détail des processus modélisés seront différents selon la taille du bassin, et qu'il existe une aire critique de bassin où les processus de versant et de réseau sont équivalents.

Problématique du changement d'échelle

L'observation des processus et leur expérimentation se fait plutôt sur des échelles spatio-temporelles fines, alors que les estimations se font plutôt à des échelles plus longues. La problématique du changement d'échelle (scaling) est un thème central de l'hydrologie de bassin versant. La donnée n'étant pas disponible partout, *comment peut-on valoriser l'information sur les processus existante à une échelle pour l'adapter ailleurs, et cela en tenant compte des non-linéarités?* Ce défi est emblématique dans la mesure où il nécessite une connaissance *a priori* exhaustive de l'ensemble des processus hydrologiques, et la proportion dans laquelle ils contribuent à la réponse hydrologique à une échelle donnée. Cela implique qu'il faut prendre en compte le *niveau d'organisation* du bassin versant, c'est-à-dire la façon dont il intègre les processus et comment ces derniers évoluent, compte tenu de la topologie du réseau hydrographique.

Chaque processus peut être représenté sous la forme d'un spectre de puissance, c'est-à-dire la distribution des signaux. On appelle gap spectral l'écart entre les spectres de deux processus (Blöschl et Sivapalan, 1995). L'existence de spectres et leur dissociation est la manifestation des différents *temps et longueurs caractéristiques et donc vitesses caractéristiques* associés aux processus. Seulement, si l'on souhaite correctement mesurer et caractériser un processus, il faut alors établir les observations selon les longueurs et temps caractéristiques qui lui sont associés. Par exemple, des mesures trop espacées dans le temps peuvent rater une éventuelle périodicité. A l'inverse si la durée d'un processus est plus longue que la période de mesure, on voit apparaître une tendance dans les données. On ne peut pas correctement modéliser un processus si la donnée d'entrée dépasse son temps caractéristique. Les techniques de changement d'échelle sont alors indispensables. Nous pouvons ainsi procéder par réduction d'échelle (*downscaling/downward approach*) ou augmentation d'échelle (*upscaling/upward approach*) (Blöschl et Sivapalan, 1995, Blöschl et al., 2013). Par ces termes nous souhaitons respectivement transférer une information depuis une échelle donnée vers une échelle plus fine et inversement. Par exemple l'utilisation d'un coefficient de ruissellement établi sur un bassin et transféré vers un sous-bassin constitue un cas de *downscaling*. Cette opération est fortement contrainte par la question de *similarité* (fonctionnement proche) entre les deux bassins et est une question récurrente de l'hydrologie moderne (Blöschl et al., 2013). Les techniques d'analyse dimensionnelle sont utilisées afin de rechercher la similarité entre deux bassins tout en satisfaisant la problématique d'échelle. Deux bassins sont similaires si toutes ou certaines de leurs caractéristiques sont correspondantes à un facteur de conversion près - le facteur d'échelle. Il y a trois types de similarité : géométrique, cinématique, dynamique. La similarité géométrique se réfère à la forme du bassin. La similarité cinématique à un ratio de vitesse constant. La similarité dynamique est obtenue lorsqu'une constance de la similarité géométrique et cinématique est observée entre deux échelles différentes. Les propriétés fractales du réseau hydrographique sont un exemple de similarité géométrique dans la mesure où le schéma naturel de variabilité se répète à différentes échelles. Les techniques d'analyse dimensionnelle ou de similarité sont particulièrement utilisées pour la description du réseau hydrographique telles que les lois de Horton. Cela dit ces dernières ont été critiquées par Kirchner (1993) car la plupart des réseaux possibles présentent les mêmes ratios de Horton. De plus il y a des difficultés d'interprétation de ces ratios lorsqu'il y a un changement de lithologie ou de géologie. Dans leur synthèse, Blöschl et Sivapalan (1995) ont par ailleurs conclu entre autres qu'il y a un réel besoin d'inclure la géologie dans la description du réseau hydrographique et donc la réponse hydrologique associée. Une seconde approche considère la similarité hydrologique comme une ressemblance géographique entre deux bassins versants. Par exemple, Larsen et al. (1994) ont pu expliquer la variabilité du coefficient de ruissellement par des nombres adimensionnels relatifs à la durée de l'événement ou l'intensité pluvieuse, voire les caractéristiques du sol. Sanford et al. (2007) font l'hypothèse que certaines caractéristiques clés de bassin pourraient être dépendantes de l'échelle et d'autres non. A partir d'un modèle à base physique distribué sur 87 bassins d'une même région biogéoclimatique, les auteurs ont montré qu'en période de hautes eaux, les fonctionnements des bassins sont relativement homogènes et la variabilité serait donc plutôt dépendante de l'échelle.

En basses eaux, la réponse hydrologique des petits bassins serait bien expliquée par des caractéristiques du bassin. Ces schémas de variabilité à échelle fine puis de convergence lorsque la taille du bassin augmente font écho aux travaux sur l'Aire Élémentaire Représentative (REA).

L'Aire Élémentaire Représentative (REA)

Au plus fort des recherches sur l'effet de taille des bassins versants, la conceptualisation d'une REA (Wood et al., 1988) apparaît comme une solution tangible aux problèmes d'échelles. La question à laquelle l'on tente de répondre au travers de la REA est la suivante : *"Comment évolue le comportement statistique de la génération de l'écoulement à mesure que la taille du bassin augmente ?"*. En effet, la réponse hydrologique étant très variable localement à cause de l'hétérogénéité géographique, à partir de quelle taille un bassin intègre-t-il suffisamment cette hétérogénéité ? Selon Wood et al. (1988), la définition de la REA est *"une aire critique à laquelle les hypothèses implicites du continuum peuvent être utilisées sans connaître le caractère variable des paramètres, bien que certaines connaissances des distributions sous-jacentes puissent encore être nécessaires"*. Autrement dit, un bassin versant peut être décrit comme une infinité de points potentiellement très hétérogènes sur lesquels estimer le bilan hydrologique, mais si l'hypothèse de continuum est valide, une valeur moyenne des caractéristiques de ces points est suffisante. Afin d'explorer ce seuil, le modèle TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) est utilisé dans une version distribuée sur un bassin versant expérimental de 17 km² en Caroline du Nord (Beven, 1995). Le modèle est utilisé sur quatre niveaux de désagrégation des sous-bassins afin d'apprécier l'effet d'échelle. Plusieurs jeux de simulation sont effectués en faisant varier la longueur de corrélation des entrées du modèle (conductivité hydraulique des sols et champ de pluie). Les simulations montrent une convergence de la réponse hydrologique autour d'une REA de 1 km². Cette valeur semble être expliquée en premier lieu par la topographie, et ensuite par la variabilité des sols et des pluies. Cette étude pionnière dans le domaine prouve l'existence théorique d'une REA, et que cette REA peut être dépendante de certaines caractéristiques de bassin. C'est suite aux travaux de Woods et al. (1995) que son observation expérimentale est faite, puis sa généralisation sur plusieurs sites. Étant donnée la nature de l'hétérogénéité géographique, l'exploration des facteurs à même de quantifier la taille d'une REA est délicate. En effet le large spectre des longueurs caractéristiques des champs de pluie (Lovejoy et Schertzer, 1985) et de la géologie (Gelhar, 1986) à la méso-échelle complique la donne (Beven, 1991). A l'aide d'une approche par bassins emboîtés, Blöschl et al. (1995) remarquent un 'gap spectral' dans l'écoulement entre petits et grands bassins. Ce gap est illustré par une variabilité importante de la réponse hydrologique à échelle fine issue de l'hétérogénéité topographique et du sol, et à échelle large par les longueurs caractéristiques des champs de pluie. Cela met en avant le rôle de la topologie du réseau hydrographique dans la réponse hydrologique selon le *niveau d'intégration* du bassin versant. La REA serait donc une variable dynamique et non pas une aire strictement dépendante des caractéristiques statiques du bassin. Le schéma conceptuel 1.2 synthétise ces conclusions. D'autres questions relatives à la non-linéarité hydrologique (et donc la problématique du changement d'échelle) subsistent, telles que la contribution des nappes phréatiques et des zones humides sur le débit de base. Au travers d'une analyse du type

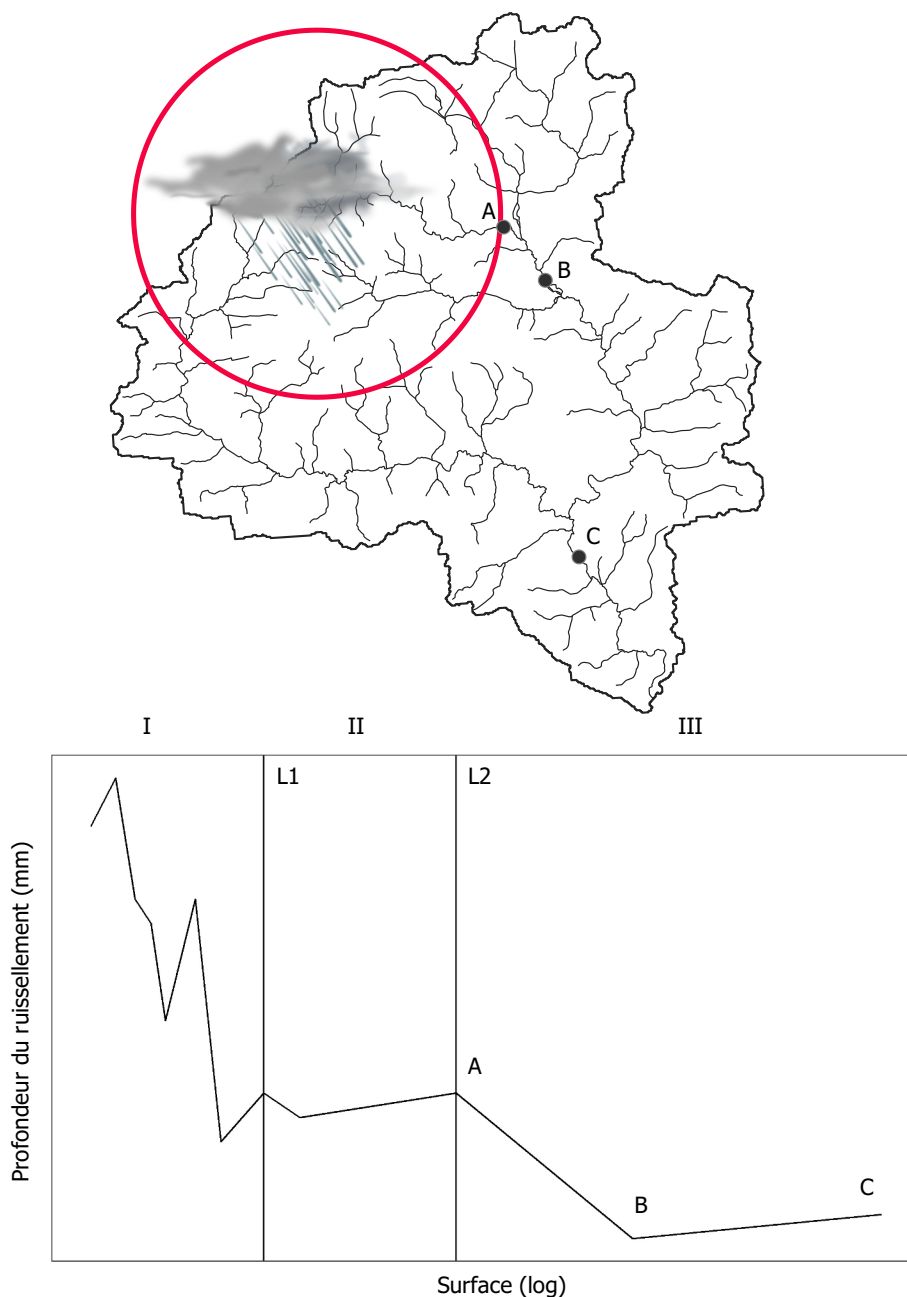


FIGURE 1.2 – Concept de l’Aire Élémentaire Représentative et de la superposition de l’hétérogénéité. Inspiré de Fan et Bras (1995). Le cercle rouge représente l’étendue de l’événement hydrométéorologique considérée comme étant stationnaire mais d’intensité pluviométrique variable. Une REA de longueur caractéristique $L_1 = \sqrt{REA}$ existe à la suite d’un événement hydrologique localisé de longueur caractéristique $L_2 > L_1$. La variabilité végétale, topographique, des sols, et du champ de pluie sont à l’origine d’un large spectre de réponses à échelle fine (zone I). Dans la zone II, la stabilisation est observée lorsque la REA (de longueur caractéristique L_1) est atteinte, et ce jusqu’au point A. Cependant, à mesure que le réseau hydrographique s’agrandit, des affluents non affectés par la pluie se connectent, résultant dans une déstabilisation du signal (zone III).

REA sur 11 bassins emboîtés du bassin Nerversink (176 km² dans les Catskills - région montagneuse des E.U), Shaman et al. (2004) proposent que la contribution de la nappe augmente avec la taille du bassin et que le débit de base est uniquement soutenu par la nappe profonde. La réponse hydrologique en conditions de débit de base se stabilise à partir de 8 km², valeur cohérente avec les 3 km² obtenus sur le même bassin à partir de concentrations en carbone organique dissous, en aluminium total, à la somme des cations, à la capacité de neutralisation de l'acide, et du pH (Wolock et al., 1997). Cette stabilisation du débit au delà de 8 km² réfute l'hypothèse de contribution croissante de la nappe profonde. Deux raisons sont possibles : 1) il n'y a pas de zones humides ripariennes en tête de bassin mais elles apparaissent plus à l'aval et peuvent exercer un contrôle sur le débit de base 2) cette surface seuil correspond à une surface représentative des distributions des chemins d'écoulement. Plus récemment, il a été démontré sur le bassin du Scorff en Bretagne que la géomorphologie de l'articulation entre le versant et le réseau évolue à mesure que l'ordre de Strahler augmente (Mourier et al., 2008), impactant la façon dont se font les écoulements à l'interface (Montreuil, 2008, Montreuil et al., 2011). Au moyen d'isotopes de l'oxygène, Peralta-Tapia et al. (2015) ont montré sur un bassin suédois de 68 km² que la contribution de la nappe sur l'eau de rivière augmente significativement avec la surface du bassin. Ces résultats contradictoires montrent bien à quel point il est difficile de généraliser un fonctionnement de bassin versant représentatif.

1.3 La modélisation hydrologique et ses différents courants de pensée

1.3.1 But de la modélisation hydrologique

L'hydrologie est avant tout une science de l'observation. Cependant l'accès à l'ensemble des variables à tout instant au sein du bassin est une utopie. Cela rend compliqué voire impossible la quantification exacte des échanges hydriques sur le principe d'une modélisation fine purement physique. Afin de contourner ce problème, il est nécessaire de développer des outils plus conceptuels basés sur la compréhension globale du système. Étant données la complexité du fonctionnement d'un bassin versant et la variabilité de sa réponse selon l'échelle spatio-temporelle, les modèles hydrologiques sont rarement exhaustifs de l'ensemble des processus.

Outre les outils opérationnels, la modélisation des systèmes hydrologiques assiste la recherche. Par exemple une fois calibrés, les modèles peuvent permettre d'identifier les processus dominants et les non-linéarités lorsque appliqués sur d'autres périodes. En observant le comportement du modèle vis-à-vis de la réalité, le modélisateur peut ensuite modifier sa structure afin de valider des hypothèses ou dans d'autres cas identifier des processus dominants (Braud et al., 2010). Plusieurs études récentes analysent le réalisme de différents modèles conceptuels telles que celles de Euser et al. (2013), Hrachowitz et al. (2014) à partir de la notion de *signatures hydrologiques*, soit "*une expression de la réponse hydrologique issue de l'hydrogramme à une échelle de temps donnée*", où encore Fovet et al. (2015) à l'aide d'analyse d'hystérèses. Ces derniers ont par exemple utilisé quatre modèles de complexité croissante et montré que

les meilleures performances étaient obtenues avec le modèle le plus complexe. A la différence des trois autres modèles, ce dernier incorpore un compartiment zone humide riparienne ce qui dans ce cas démontre l'importance de la zone riparienne sur la réponse hydrologique du bassin versant.

La modélisation hydrologique a deux domaines d'application qui diffèrent par l'objectif opérationnel. En bassin versant *jaugé*, le but est de comprendre le fonctionnement hydrologique, et de reproduire au mieux la dynamique observée pour mieux la prédire. En bassin *non-jaugé*, la limitation voire l'absence de données rend la tâche plus complexe. Il s'agira dans ce cas de maximiser l'information fournie par la donnée, la connaissance dans le bassin versant et ailleurs, et de proposer des modèles suffisamment flexibles pour être transposés.

1.3.2 Approches de modélisation

La modélisation hydrologique traditionnelle est construite de telle sorte que le trajet de la goutte d'eau soit décrit dans le sens direct, de l'impact de la goutte de pluie jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Communément cela se traduit par l'articulation d'une fonction de production reproduisant le bilan hydrologique local ou le fonctionnement de versant, et d'une fonction de transfert associée au transport advectif général, ou limité au sein du réseau hydrographique (figure 1.3). La complexité du modèle sera définie par le niveau de détail et de processus que l'on cherche à décrire.

Approches empiriques La vision de ces approches est purement statistique. L'entrée mesurable (pluviométrie) et la sortie (débit) du bassin versant sont reliées au moyen d'une ou plusieurs équations. La force de cette approche réside dans sa simplicité d'application. Cependant l'absence de compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin étudié empêche toute généralisation. Nous pouvons citer comme exemple le SCS-CN (USDA-SCS, 2004), l'hydrogramme unitaire (HU) (Sherman, 1932) ou les modèles ARX (Box et al., 2015). Ces approches nécessitent des données de calage, et ne répondent pas à l'objectif de prédiction en bassin non-jaugé.

Approches à bases physiques Une connaissance des processus physiques et du milieu physique à modéliser sont les données indispensables pour une approche à base physique. Le principe de ce modèle est de discrétiser le milieu en éléments fins, d'y appliquer les lois physiques fondamentales adéquates, puis d'agréger les réponses individuelles des éléments fins. Ces modèles sont réalistes et fournissent de bons résultats mais nécessitent un grand nombre de données. De plus les lois fondamentales ne sont pas toutes adaptées à toutes les échelles de modélisation, c'est la problématique du scaling (Hingray et al., 2009).

Approches conceptuelles Entre le simple lien de cause à effet de l'approche empirique et le réalisme associé à l'approche à bases physiques se situent les modèles conceptuels. Cette vision propose un intermédiaire où l'hydrologue va construire le modèle selon la perception qu'il a du fonctionnement du bassin versant. C'est-à-dire qu'il va choisir les processus dominants

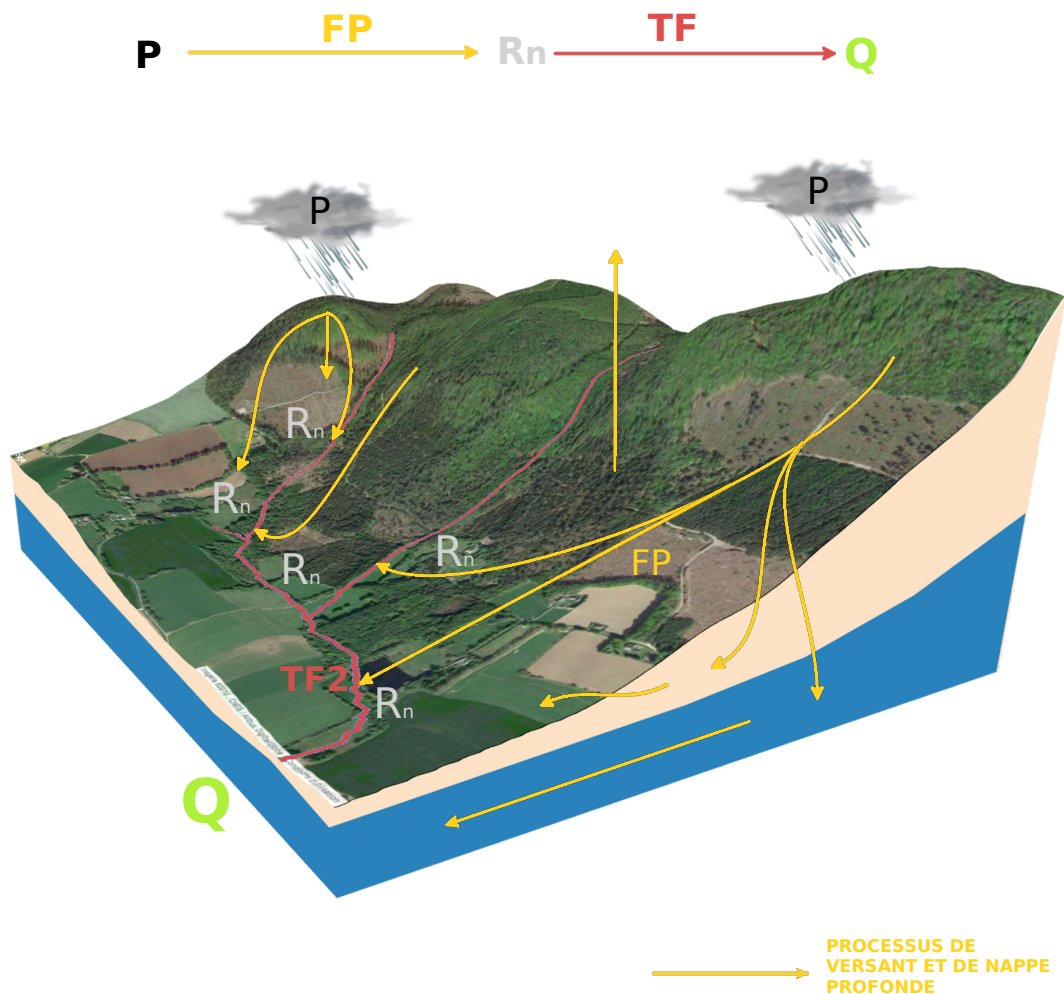


FIGURE 1.3 – Articulation du versant au réseau conceptualisé pour la modélisation hydrologique. FP et TF sont respectivement la fonction de production et la fonction de transfert. R_n , la partie de l'averse (P) qui atteint le cours d'eau.

caractéristiques d'un système donné (sous la forme par exemple d'un *réservoir*) et les lier de manière empirique ou semi-empirique. Dans les faits, il y a donc un certain réalisme propre aux approches à bases physiques, et une relative simplicité de calibration étant donnée la parcimonie du paramétrage et de la quantité de donnée nécessaires. Chaque réservoir est régi par trois équations. L'équation de continuité (conservation de la masse), l'équation de stockage (volume), le(s) équation(s) d'échanges entre réservoirs (Hingray et al., 2009).

1.3.3 Problématique du bassin non-jaugé

Les dernières décennies ont vu de nombreuses avancées sur la compréhension des processus hydrologiques. Couplée aux récents progrès en météorologie et technologies (ex : radar météorologique), l'hydrologie opérationnelle s'est enrichi d'un large panel de modèles. Cependant, tant que la communauté des hydrologues ne sera pas parvenu à un schéma unifié du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, alors la seule donnée permettant de contraindre

les modèles restera le débit. Ces deux contraintes sont à l'origine de modèles souvent non génériques et donc sources d'incertitudes en prédiction. Par ailleurs, le nombre restreint de stations de jaugeage fournissant l'information hydrométrique constitue une limite pour leur régionalisation (Pomeroy et al., 2013). Cette source d'incertitude s'ajoute à l'ensemble des non-linéarités météorologiques et géographiques décrites précédemment. L'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH) a conduit entre 2003 et 2012 la décennie de prédictions en bassin non-jaugé (PUB) afin, entre autres, de réduire ces verrous (Blöschl et al., 2013, Hrachowitz et al., 2013, Pomeroy et al., 2013, Sivapalan et al., 2003). La stratégie PUB était organisée selon quatre angles d'attaque :

1. Comment maximiser la valeur prédictive des données disponibles ?
2. Comment améliorer le réalisme des processus dans les approches à bases physiques ?
3. Comment augmenter la qualité et la quantité d'informations mesurées ?
4. Comment réduire et quantifier l'incertitude ?

Le coeur du problème en modélisation non-jaugée s'articule autour du concept d'unicité spatio-temporelle, relative aux non-linéarités (Beven, 2000). Ce constat amène à la conclusion d'un besoin d'approches flexibles. Parallèlement, du fait de la complexification des modèles associée à une paramétrisation plus importante et leur calibration dans certaines conditions hydrologiques spécifiques, apparaissent les problèmes d'équifinalité et de non-stationnarité (Perrin et al., 2001). Le manque de réalisme du modèle est alors clairement impliqué dans cette limitation. C'est une question fondamentale soulevée par Klemes (1986) et reprise par Kirchner (2006) puis McDonnell et al. (2007) : *Obtenons-nous les bonnes réponses pour les bonnes raisons ? Avons-nous bien compris le fonctionnement du bassin, et correctement retranscrits cette conception de manière mathématique ?*. Il apparaît donc indispensable de mieux comprendre les processus de versant et leur non-linéarité et d'en faire ressortir des concepts. Par exemple, le principe du "fill-and-spill" abordé par McNamara et al. (2005), Spence et Woo (2003), Tromp-van Meerveld et McDonnell (2006) évoque des effets de seuil dans la réaction du versant à la pluie. L'utilisation de traceurs a entre autres permis de mettre en évidence que différents facteurs contrôlent les processus de transport au sein du complexe bassin et versants. Pour certains, ce facteur sera la capacité de stockage (Harman et al., 2011, Sayama et McDonnell, 2009, Sayama et al., 2011), pour d'autres ce sera plutôt lié à des caractéristiques topographiques (Hrachowitz et al., 2009, McGuire et al., 2005, Tetzlaff et al., 2009). Le développement de la discipline du non-jaugé est une conséquence directe du manque d'informations mesurables. Cette lacune a incité le développement de nouvelles technologies météorologiques à large échelle (satellite et radar), où au sol ; ces deux types d'information étant complémentaires dans la mesure où la première informe sur la variabilité spatiale et la seconde plutôt sur la variabilité temporelle fine en certains points (bassins versants expérimentaux). La prise en compte de ces nouvelles données et l'utilisation conjointe d'indices variés telles que les *signatures hydrologiques*, ou les caractéristiques statiques du bassin assistent la création de schémas boucle pour la réduction des incertitudes (Beven, 2002, Beven et al., 2012, Gupta et al., 2008) ou la recherche de similarité (figure 1.4).

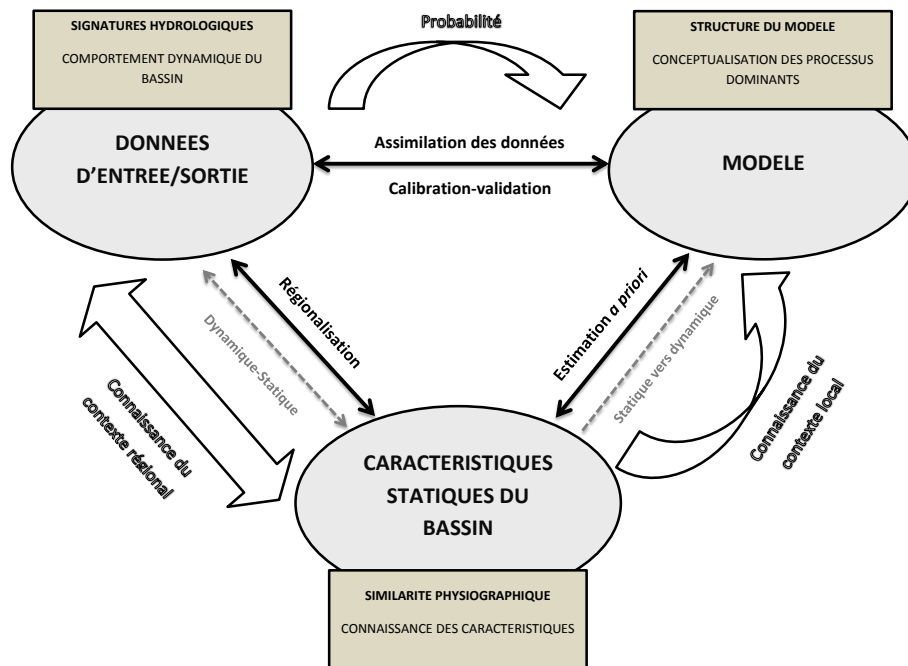


FIGURE 1.4 – Utilisation synergique d’informations pour contraindre le paramétrage des modèles. Adapté de Gupta et al. (2008)

1.4 Principe de la modélisation hydrologique à base géomorphologique

Un événement hydrométéorologique est caractérisé par un signal de pluie brute, variable dans l’espace et le temps, filtré ensuite par le versant et qui alimente ensuite le réseau hydrographique. Finalement, ce signal filtré (ou *pluie nette*) est transféré jusqu’à l’exutoire du bassin versant, au sein du réseau hydrographique. D’un point de vu de modélisateur, le signal de pluie brute est convoluée en signal de pluie nette par une *fonction de production* propre aux processus de versants, puis la pluie nette est convoluée en débit via une *fonction de transfert*. Au sein de la modélisation hydrologique à base géomorphologique, le but va être de construire une fonction de transfert basée sur l’organisation du réseau hydrographique, capable de reproduire le signal de débit à l’exutoire à partir d’une première information de pluie nette.

1.4.1 Théorie de l’hydrogramme unitaire

L’idée d’une fonction de transfert de type hydrogramme unitaire basée sur la morphologie du réseau hydrographique n’est pas récente. La modélisation hydrologique à base géomorphologique s’inspire du concept de l’hydrogramme unitaire (HU) (Sherman, 1932), dont Dooge (1959) proposa une formulation générale. L’hydrogramme unitaire est l’hydrogramme à l’exutoire d’un bassin versant suite à une impulsion spatialement homogène et unitaire de pluie nette tel que schématisé par la figure 1.5. Nous reconnaissons alors l’intérêt d’une articulation

versants-réseau, dont les processus sont caractéristiques, pour proposer une formulation robuste de la convolution du débit non plus à partir de la seule valeur de pluie, mais de l'intermédiaire pluie nette. Chow et al. (1964) ont proposé que lorsque la durée de la pluie nette est infinitésimale, l'HU devient l'HUI (Hydrogramme Unitaire Instantané). L'HU est utilisé comme opérateur linéaire dans la convolution de la pluie nette (où pluie efficace selon l'auteur) pour obtenir le débit, et s'exprime selon l'équation 1.1.

$$Q(t) = S \cdot \overline{R_n}(t) * u(t) \quad (1.1)$$

ou encore :

$$Q(t) = S \cdot \int_0^t \overline{R_n}(t - \tau) \cdot u(\tau) \cdot d\tau \quad (1.2)$$

dont la forme discrète est :

$$Q(t) = \frac{S}{\Delta t} \cdot \sum_{\tau=1}^{\min(t, \Theta)} \overline{R_n}(t - \tau + 1) \cdot u(\tau) \quad (1.3)$$

avec :

$Q(t)$: le débit moyen pendant l'intervalle $[t - \Delta t; t]$ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

$\overline{R_n}(t)$: la hauteur de pluie nette moyenne dans l'espace pendant l'intervalle $[t - \Delta t; t]$ [m]

$u(t)$: la valeur de la fonction de transfert pendant l'intervalle $[t - \Delta t; t]$

Δt : le pas de temps de discrétisation [s]

S : la surface du bassin versant [m^2]

Θ : la longueur temporelle de la fonction de transfert

La détermination de l'hydrogramme unitaire est avant tout basée sur la comparaison entre le hyétogramme de pluie brute et la chronique de débit, ce qui est ambiguë compte tenu de la non-linéarité. Nash (1957, 1959) proposa la représentation du bassin versant comme une suite de réservoirs linéaires en série. Cette hypothèse lui a permis de développer un raisonnement analytique et d'exprimer l'hydrogramme unitaire sous la forme d'une loi gamma. Toujours utilisée, cette formulation souffre cependant d'un besoin de calage et ne répond donc pas à la problématique du bassin non-jaugé. Au travers d'un raisonnement de physique statistique similaire à celui de Maxwell (1860), Lienhard (1964) obtient une expression sous forme de loi asymétrique proche d'une loi gamma, dépendant d'un temps caractéristique du bassin (root mean square time) et de la puissance reliant l'aire drainée à la distance moyenne de parcours. Nous pouvons aussi signaler la DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert) qui est un raisonnement purement statistique où l'identification de l'hydrogramme unitaire est fait à partir de la différence des débits à chaque pas de temps (Guillot et Duband, 1980, Rodriguez, 1989). L'équation de convolution 1.1 soulève certaines hypothèses critiquables plusieurs fois identifiées, et synthétisées par Cudennec (2000) en particulier. L'hydrogramme unitaire est un opérateur linéaire (Chow et al., 1964) ce qui est contradictoire avec la non-linéarité de la réponse hydrologique au cours du temps. La pluie nette en entrée est considérée comme

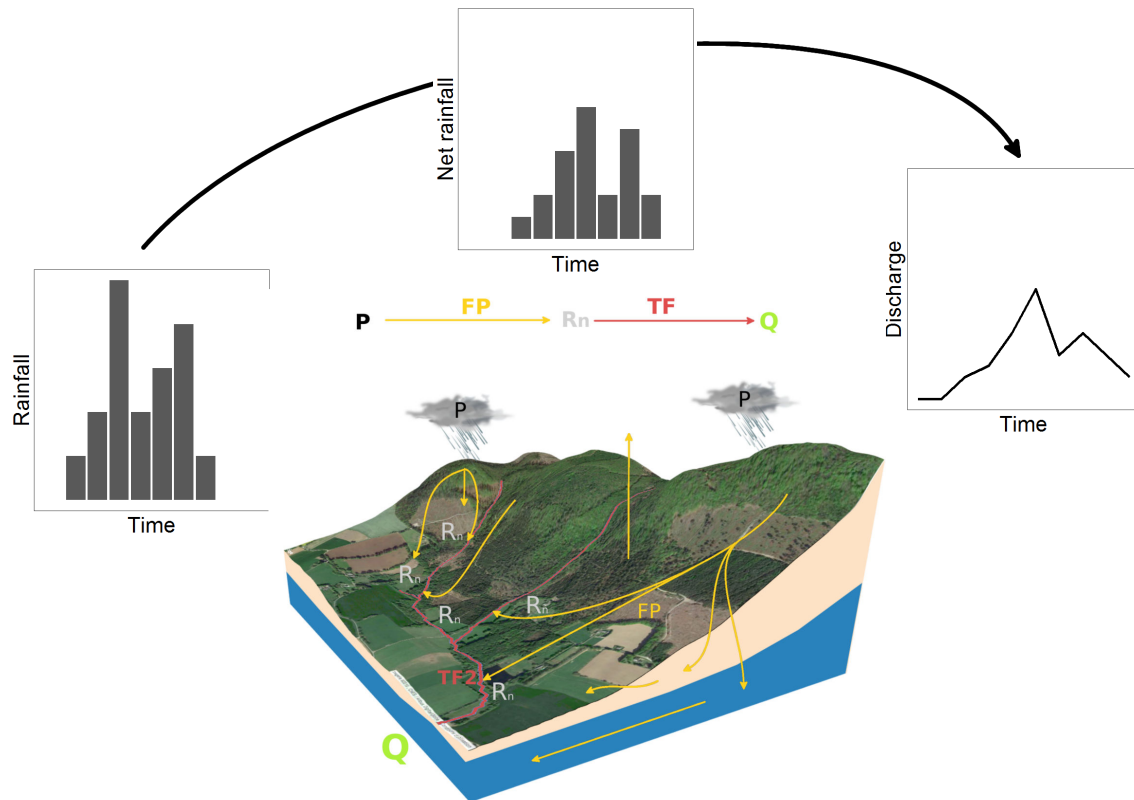


FIGURE 1.5 – Production de la pluie nette par le versant (et sa fonction de production FP) et son acheminement vers l'exutoire via la fonction de transfert FT.

étant spatialement homogène, or nous avons vu précédemment la grande variabilité spatiale et temporelle des forçages météorologiques d'une part (variabilité spatio-temporelle du volume d'intrant), et d'autre part la variabilité naturelle géomorphologique des versants induisant des fonctionnements spatialement hétérogènes (Uchida et al., 2005).

1.4.2 Formalisation de l'approche à base géomorphologique

Surkan (1969) montra l'influence de la structure du réseau sur la réponse hydrologique mais c'est suite aux travaux de Rodríguez-Iturbe et Valdés (1979) et Gupta et al. (1980) que le lien entre hydrogramme unitaire et géomorphologie apparaît, sous la forme de l'hydrogramme unitaire géomorphologique (GUH, GIUH pour des temps infinitésimaux). L'hydrogramme unitaire géomorphologique dépend des temps de parcours de la pluie nette au sein du réseau et est établi comme la fonction densité de probabilité des temps d'écoulement jusqu'à l'exutoire. Cette proposition conceptuelle amène à la formulation générale 1.4 conformément à la *cascade* hiérarchique des ordres de Strahler (Gupta et al., 1980, Rodríguez-Iturbe et al., 1979, Valdés et al., 1979). La probabilité de chaque chemin est obtenue par le produit de la probabilité de l'état initial (ordre 0) par les probabilités de chacune des transitions selon Strahler. Cet hydrogramme unitaire géomorphologique décrit la transition d'état (la transition hiérarchique) de la

goutte d'eau le long de son parcours.

$$u(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} p(\gamma) \cdot f_{\gamma}(t) \quad (1.4)$$

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

Il existe actuellement deux approches pour décrire cette fonction de transfert : l'approche topologique et l'approche géomorphométrique. La première s'appuie sur la hiérarchisation de Strahler du réseau et constitue l'approche topologique ou hiérarchique (Rodríguez-Iturbe et al., 1979). L'approche topologique suit un raisonnement analytique. Il est nécessaire de déterminer une fonction densité de probabilité (fdp) du temps de parcours pour un certain chemin jusqu'à l'exutoire. Pour l'approche topologique, analytique, ce temps de parcours total est la somme des temps de parcours au sein des différents états successifs. Les fonctions densité de probabilité des temps de parcours au sein de chaque état peuvent être supposées uniformes (Gupta et al., 1980), exponentielles (Gupta et al., 1980, Rodríguez-Iturbe et al., 1979) ou encore basées sur la dispersion hydrodynamique et géomorphologique (Rinaldo et al., 1991, Snell et Sivapalan, 1994). Les transitions d'états selon le raisonnement hiérarchique ont également été décrites par le modèle GNC (Geomorphologic Nonlinear Cascade) où chaque état est représenté par un réservoir non-linéaire (Bérod et al., 1995, Szilagyi et Parlange, 1999). Parmi l'approche topologique, Cudennec (2000) et Cudennec et al. (2004) proposent de construire cette fdp à partir des longueurs hydrauliques L au sein de chaque état (ordre de Strahler). Le chemin hydraulique est défini comme le parcours d'une goutte d'eau au sein du réseau hydrographique, et correspond à la somme des longueurs l_i des composantes d'ordre i qui constituent un chemin hydraulique L . A la différence des travaux de Nash (1957), il est possible via cette relation d'estimer la fonction de transfert sur la seule base de caractéristiques morphométriques, facilement observables (Cudennec et al., 2004, Duchesne et al., 1997, Moussa, 1998, 2008a).

La seconde approche vise plutôt à utiliser les fonctions géomorphométriques (Blöschl et Sivapalan, 1995, Cudennec, 2007, Foroud et Broughton, 1981, Gupta et Mesa, 1988, Kirkby, 1976, Shreve, 1969, Snell et Sivapalan, 1994, Troutman et Karlinger, 1985) telles que les fonctions aire et largeur. Ces fonctions se révèlent utiles pour décrire une caractéristique morphométrique du bassin en fonction de la distance à l'exutoire, et la relier à la réponse hydrologique (Moussa, 2002). La fonction aire correspond à la distribution de l'aire drainée en fonction de la distance à l'exutoire. La fonction largeur donne le nombre de biefs en fonction de la distance à parcourir (Gupta et Mesa, 1988, Kirkby, 1976, Moussa, 2008b, Troutman et Karlinger, 1985). La fonction de transfert obtenue selon le raisonnement géomorphologique est exprimée au moyen de l'équation 1.5).

$$u(t) = \int_0^{\infty} p(x) \cdot h(x, t) \cdot dx \quad (1.5)$$

avec :

x : la distance d'écoulement jusqu'à l'exutoire

$p(x)$: une fonction morphométrique

$h(x, t)$: la fonction densité de probabilité du temps de parcours du chemin de longueur x

De manière générale l'estimation de la fdp des temps de parcours pour l'approche géomorphologique peut être dérivée de l'application d'hypothèses de parcours de distances prises en compte par la fonction aire ou largeur (Cudennec, 2000, 2007). C'est le cas de l'hypothèse de vitesse uniforme et constante (Kirkby, 1976, Troutman et Karlinger, 1985), de la translation suivie du passage par un réservoir linéaire (Foroud et Broughton, 1981) ou encore la prise en compte des dispersions hydrodynamiques locales et géomorphologiques globales (Karlinger et Troutman, 1985, Troutman et Karlinger, 1985). Ces méthodes semblent converger avec l'expression proposée par Rinaldo et al. (1991).

La construction d'une fdp des temps de parcours passe nécessairement par l'utilisation d'une vitesse d'écoulement. Étant donné le caractère non-linéaire de la réponse hydrologique, la vitesse n'est pas constante dans l'ensemble du réseau hydrographique. L'utilisation d'une vitesse moyenne est donc une hypothèse forte. D'après Blöschl et Sivapalan (1995), la *"quantification de la non-linéarité avec une diminution de la taille du bassin versant et l'exploration de la non-linéarité entre versant et réseau sont des problèmes qui ne peuvent être approchés par l'hydrogramme unitaire instantané géomorphologique"*. D'un autre côté, la révélation d'une dominance des processus de réseau sur les bassins de taille supérieure à 2-20 km² supporte cette simplification au-delà de cette limite (Cudennec et al., 2004, Rigon et al., 2016). Cudennec (2000) conseille par ailleurs l'utilisation de ce type d'équation sur une zone suffisamment homogène pour se passer d'influences géologiques majeures, et étendue afin d'obtenir un nombre de constituants élémentaires suffisant. Cette réflexion souligne déjà la prise de conscience de l'hétérogénéité synoptique au sein de l'approche géomorphologique, étudiée plus tard (Cudennec et Fouad, 2006, de Lavenne et Cudennec, 2014).

1.4.3 Construction d'une fonction de transfert par analyse morphométrique

En bassin jaugé

Afin de construire la fonction de transfert nous utilisons une méthode géomorphométrique avec une variante des fonctions aire et largeur, insistant sur l'articulation versant-réseau. Ainsi, et selon le raisonnement proposé par Cudennec (2000), une fonction géomorphométrique basée sur les longueurs hydrauliques L a été proposée. Les longueurs hydrauliques sont obtenues en tous points (maillage) du bassin versant d'après la méthode de Aouissi et al. (2013), de Lavenne (2013) de telle sorte que $L(\gamma) = L_t(\gamma) - L_v(\gamma)$ avec $L_t(\gamma)$ un chemin d'écoulement particulier depuis un point du versant jusqu'à l'exutoire, et $L_v(\gamma)$ la partie du chemin parcourue au sein du versant (figure 1.6). Cette première étape permet l'obtention de la fdp(L) (figure 1.7a).

La seconde étape consiste à obtenir la vitesse d'écoulement au sein du réseau. Un certain nombre de travaux ont été effectués pour tenter de relier la vitesse d'écoulement au sein du réseau à des variables mesurables. C'est le cas de Rodríguez-Iturbe et Valdés (1979) en se basant

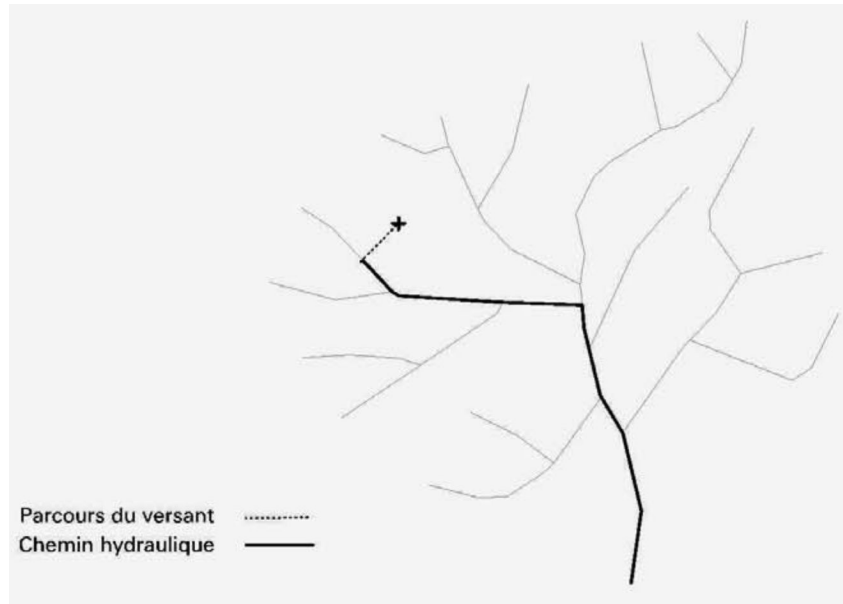


FIGURE 1.6 – Décomposition du chemin d’écoulement entre versant-réseau (d’après (Cudennec, 2000)).

sur l’hypothèse d’uniformité de la vitesse dans le réseau (Pilgrim, 1977). Rinaldo et al. (1991) introduisent la dispersion géomorphologique et hydrodynamique et montrent que celles-ci expliquent la variance de l’hydrogramme, et ce en lien avec la structure du réseau. A l’aide de traceurs, Pilgrim (1976) relie la vitesse d’écoulement au débit au moyen d’une loi puissance, et montre le comportement asymptotique de cette relation pour les débits importants. Cette vitesse d’écoulement au sein du réseau, et en particulier en bassin non-jaugé semble donc délicate à obtenir en tout point du réseau hydrographique. Dans la continuité des travaux de Cudennec (2000), de Lavenne (2013) estime en Bretagne la vitesse caractéristique d’un événement hydrologique $u_c(i)$ pour un bassin versant à l’aide du rapport entre le temps de montée en crue et la longueur hydraulique moyenne, selon l’équation 1.7. Un événement est détecté si la pente de l’hydrogramme de crue dépasse $0.25\%.h^{-1}$ et si le volume d’eau déplacé pendant l’événement dépasse 0.01 mm . Ce volume déplacé est défini comme :

$$V_d = \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_f} Q(t) - Q(t_0) dt \quad (1.6)$$

La vitesse caractéristique du bassin est ensuite obtenue grâce à la médiane des $u_c(i)$ vitesses estimées sur les i événements.

$$u_c(i) = \frac{\bar{L}}{t_p(i)} \quad (1.7)$$

avec :

i : l’événement i

\bar{L} : la distance hydraulique moyenne

$t_p(i)$: le temps de montée de l’événement i

Cette méthode est justifiée dans la mesure où le temps de montée extrait de l’hydrogramme est

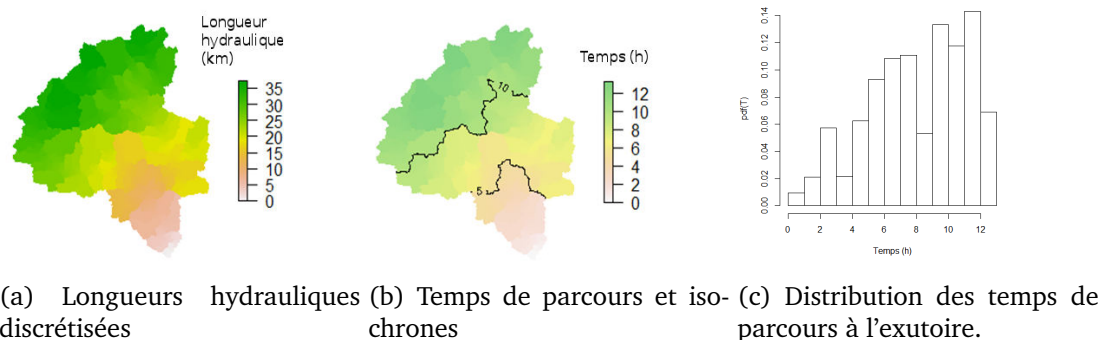


FIGURE 1.7 – Établissement de la fonction de transfert à base géomorphologique à partir de la distribution d'une analyse morphométrique d'un MNT de résolution $50 \times 50 \text{m}^2$ sur le bassin versant de l'Aff en Bretagne.

cohérent avec l'ensemble des processus de réseau, surtout pour des surfaces suffisamment importantes où les processus de versant deviennent négligeables. Cette surface critique peut être assimilée à la REA dans la mesure où celle-ci marque l'émergence d'une réponse hydrologique stable, expliquée par l'influence limitée des versants sur la réponse hydrologique du système versants-réseau (Robinson et al., 1995). Cependant et à cause de la dispersion, la difficulté d'interprétation du temps de montée sur des bassins de taille plus importante peut se révéler problématique. Ainsi, la connaissance de la $f_{dp}(L)$ et d'une vitesse caractéristique du bassin (cas du bassin jaugé) permet d'obtenir la $f_{dp}(t)$ des temps de parcours au sein du réseau (figure 1.7). Cette méthodologie dessine le début d'un cadre de modélisation généralisable à l'ensemble des bassins versants pour lesquels l'information morphométrique est disponible, dans la mesure où nous avons accès au paramètre vitesse. La principale difficulté réside dorénavant dans l'estimation de ce paramètre vitesse lorsque le bassin est non-jaugé.

En bassin non-jaugé

Notre objectif de simulation en bassin non-jaugé se confronte à l'absence de mesures de débit. Il est donc nécessaire de faire appel à des méthodes utilisant des descripteurs facilement mesurables. Au moyen de la pente locale et de la densité de drainage amont, Maidment et al. (1996) proposent une vitesse spatialisée. Franchini et O'Connell (1996) l'obtiennent au moyen du plus long chemin d'écoulement, du rapport de Horton sur les longueurs hydrauliques et d'un temps de concentration estimé empiriquement. En bassin urbain Gironès et al. (2009) proposent l'hydrogramme unitaire géomorphoclimatique en reliant la vitesse à l'intensité de pluie. Grimaldi et al. (2010) montrent par ailleurs que la vitesse d'écoulement est influencée par les fonds de vallée. Les équations empiriques du SCS - Soil Conservation Service présentent un intérêt pour la calibration de la vitesse (Grimaldi et al., 2012). Grâce à une approche par régression, de Lavenne (2013) établit une relation robuste entre la vitesse médiane des bassins versants et la longueur hydraulique moyenne. Il établit également que la vitesse est négativement corrélée avec la proportion de zones humides, et positivement corrélée à la pente du dernier ordre, confirmant ainsi respectivement les travaux de Grimaldi et al. (2010) et Maid-

ment et al. (1996). Cette relation a été utilisée plusieurs fois et bénéficie déjà d'une expression opérationnelle (de Lavenne, 2013), que nous emploierons par la suite.

Puisque le débit à l'exutoire est accessible via la convolution d'une pluie nette spatialement homogène et d'une fonction de transfert géomorphologique dans le sens direct, l'obtention d'une pluie nette par inversion de la fonction de transfert est-elle être envisageable ?

C'est à cette question que propose de répondre Cudennec (2000). Par convention, l'estimation de la variable pluie nette a jusqu'à présent toujours été effectuée dans le sens direct et au travers d'une fonction de production. Néanmoins et étant donnée la complexité du fonctionnement de versant, c'est une tâche particulièrement difficile à laquelle tentent toujours de répondre les hydrologues. L'accès à cette variable non mesurable par modélisation inverse d'une fonction de transfert robuste apparaît donc comme une alternative prometteuse pour la validation des fonctions de production. Elle vise surtout la simulation d'un débit en bassin non-jaugé via la transposition de la variable pluie nette depuis le bassin jaugé, et sa reconvolution à l'aide de la fonction de transfert du bassin non-jaugé.

1.5 Principe d'inversion-transposition de l'hydrogramme unitaire à base géomorphologique

La transposition d'un hydrogramme depuis un bassin versant jaugé (le donneur) vers un bassin non-jaugé (la cible) est une manipulation souvent souhaitée. La transposition à l'aide de la méthode du débit spécifique classique (équation 1.8) a été testée dans plusieurs études avec des résultats satisfaisants (Archfield et Vogel, 2010, Gianfagna et al., 2015, Karlsen et al., 2016) :

$$Q_{cible}(t) = \frac{S_{cible}}{S_{donneur}} Q_{donneur}(t) \quad (1.8)$$

Néanmoins, en plus de l'hypothèse d'homogénéité spatiale de la production, elle fait l'hypothèse de la linéarité du débit en fonction de la surface. L'inversion de la fonction de transfert permet de remonter à une pluie nette. La pluie nette est une variable dont l'hypothèse d'indépendance d'échelle est bien plus réaliste et qui légitimise la transposition.

Considérons un couple de bassins jaugé (donneur) et non-jaugé (cible) dont les fonctions de transfert respectives TF1 et TF2 sont estimées par analyse morphométrique des longueurs hydrauliques et l'estimation d'une vitesse. L'hydrogramme observé sur le donneur est déconvolué au moyen de l'inversion de la fonction de transfert TF1 afin d'obtenir une chronique de pluie nette. La chronique de pluie nette, indépendante d'échelle, est transposée sur la cible, et reconvoquée au moyen de la fonction de transfert TF2 (figure 1.8).

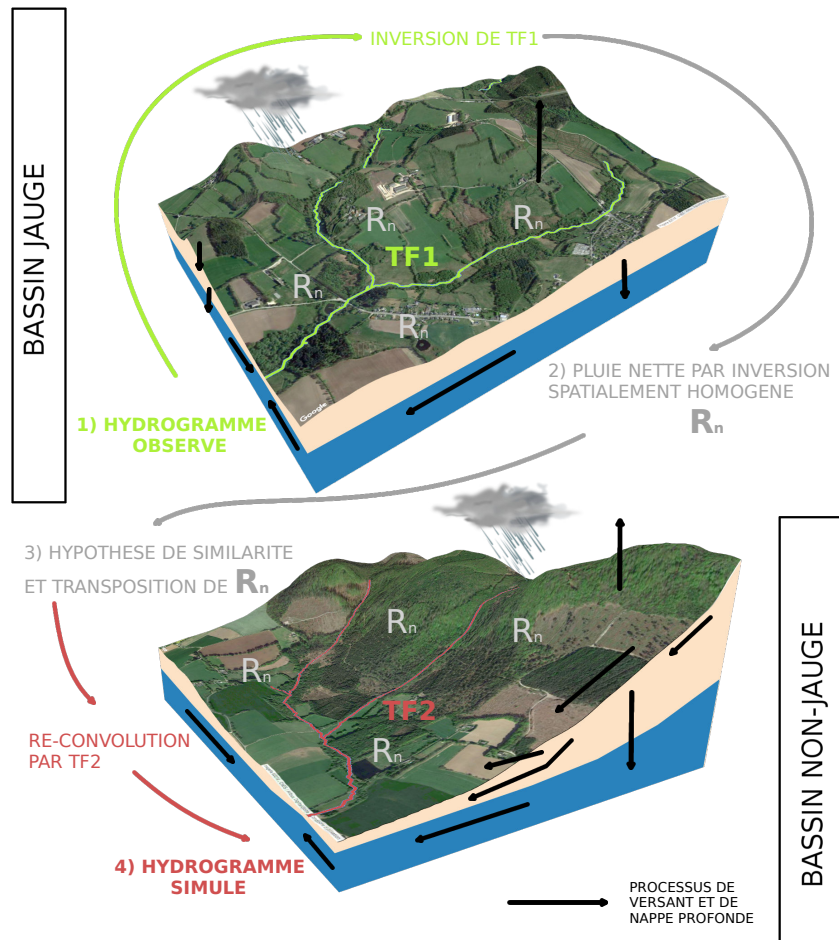


FIGURE 1.8 – Schématisation de la simulation d'un débit en bassin non-jaugé par inversion d'une fonction de transfert $TF1$ d'un bassin jaugé pour en obtenir la pluie nette, la transposer sur le bassin non-jaugé puis enfin la convoluer grâce à la fonction de transfert $TF2$.

1.5.1 Principe de l'inversion

Le coeur de cette approche est l'inversion de l'équation de convolution 1.9. Ce travail a été proposé par Cudennec (2000) et repris et amélioré par Boudhraâ et al. (2018, 2006, 2009).

$$Q(t) = S \cdot \overline{R_n}(t) * u(t) \quad (1.9)$$

Les problèmes inverses sont abordés par Menke (1989), Tarantola et Valette (1982) pour la déconvolution de fonctions dans le domaine de la géophysique. Le but est alors de trouver une solution par maximum de vraisemblance. L'inversion d'un modèle nécessite une estimation *a priori* de la solution afin d'initialiser le calcul en limitant au maximum le biais (ici, la pluie nette *a priori* P^a). Les erreurs associées doivent être quantifiées au moyen de leur écart-type afin d'estimer les matrices de covariances (Boudhraâ et al., 2006, Cudennec, 2000). Nous reprenons ici les notations vues en section 1.1.3 du problème non-linéaire $D = MP$. La solution recherchée est le vecteur P issu de la déconvolution du vecteur D au travers d'un modèle mathématique M ,

de telle sorte que :

$$P = M^{-1}D \quad (1.10)$$

L'inversion de cette relation permet d'obtenir la valeur des paramètres P de manière stochastique à la condition que : 1) les erreurs sur les données D soient non biaisées et distribuées selon une loi normale ; 2) On apporte une information *a priori* sur les paramètres afin d'initialiser le calcul. Obtenir la solution de cette inversion passe par la minimisation de la quantité :

$$(D - MP)^T C_D^{-1} (D - MP) + (P - P^a)^T C_p^{-1} (P - P^a) \quad (1.11)$$

avec $()^T$ la transposée. Suivant Tarantola et Valette (1982), une solution possible de l'équation 1.11 est obtenue par maximum de vraisemblance :

$$P = P^a + C_P M^T (M C_P M^T + C_D)^{-1} (D - M P^a) \quad (1.12)$$

où C_D et C_P sont respectivement les matrices de covariance de D et P^a . En utilisant nos variables, et toujours selon la théorie des problèmes inverses (Menke, 1989, Tarantola et Valette, 1982), l'équation 1.12 devient 1.13.

$$R_n = R_n^a + C_{R_n}^a \cdot \rho(t)^T \cdot (\rho(t) \cdot C_{R_n}^a \cdot \rho(t)^T + C_Q^m)^{-1} \cdot (Q_m - \rho(t) \cdot R_n^a) \quad (1.13)$$

avec :

R_n^a : une estimation *a priori* du vecteur de pluie nette R_n

Q_m : le débit mesuré à l'exutoire

$C_{R_n}^a$: la matrice de covariance du vecteur de pluie nette R_n^a

C_Q^m : la matrice de covariance du vecteur Q_m

Nous pouvons accorder une certaine confiance à Q_m et R_n^a , représentée respectivement par l'écart-type sur les erreurs σ_D et σ_R :

$$\sigma_D(t) = A_D \cdot Q_m(t) + B_D \quad (1.14)$$

$$\sigma_R(t) = A_R \cdot R_n^a(t) + B_R \quad (1.15)$$

avec :

$Q_m(t)$: le débit à l'instant t écoulée à l'exutoire

$R_n^a(t)$: pluie nette *a priori* à l'instant t

A_D : constante du degré de confiance accordé aux débits mesurés ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

A_R : constante du degré de confiance accordé aux pluies nettes *a priori* (mm)

B_D : constante de non-nullité sur l'écart-type des débits mesurés ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

B_R : constante de non-nullité sur l'écart-type des pluies nettes *a priori* (mm)

Selon Menke (1989), les matrices de covariance associées s'expriment :

$$cov(Q_m(t), Q_m(t')) = \sigma_D(t) \cdot \sigma_D(t') \cdot \exp \left[-0.5 \left(\frac{|t - t'| \Delta t}{D_D} \right)^2 \right] \quad (1.16)$$

$$cov(R_n^a(t), R_n^a(t')) = \sigma_R(t) \cdot \sigma_R(t') \cdot \exp \left[-0.5 \left(\frac{|t - t'| \Delta t}{T_R} \right)^2 \right] \quad (1.17)$$

avec :

Δt : pas de temps de mesure des débits (min)

D_D : distance de décorrélation sur les débits qui présente l'intervalle de temps pendant lequel les erreurs sur les débits sont dépendantes

T_R : distance de décorrélation sur les pluies nettes *a priori*. Cette valeur correspond à l'intervalle de temps pendant lequel les écarts entre R_n^a et R_n sont corrélés.

Les valeurs des paramètres retenues pour l'inversion sont synthétisées dans le tableau 1.2. Ces valeurs ont été sélectionnées suite aux travaux d'analyse de sensibilité menés par Boudhraâ (2007), Boudhraâ et al. (2018), Cudennec (2000) et de Lavenne (2013). L'impossibilité de la

A_D	B_D	A_R	B_R	T_R	D_D
0.15	0.01	0.9	0.001	20	1

Tableau 1.2 – Valeurs des paramètres d'inversion

mesure de la pluie nette impose une estimation *a priori* rigoureuse. A l'origine, R_n^a est fournie par une fonction de production retardée du temps de réponse du versant (Cudennec, 2000). Boudhraâ (2007) propose par la suite d'utiliser le débit spécifique anticipé du temps de réponse t_r moyen du bassin et obtient ainsi de meilleurs résultats. Par la suite la pluie nette *a priori* sera estimée selon l'équation 1.18 :

$$R_n^a(t) = \frac{Q_m}{S} \cdot (t - t_r) \quad (1.18)$$

avec Q_m le débit mesuré et S la surface du bassin versant. De plus l'information t_r est déjà disponible via la fonction de transfert.

1.5.2 Application du principe de l'inversion-transposition

L'approche par inversion originellement proposée a été testée une première fois sur un bassin Indonésien (Cudennec, 2000). Depuis, plusieurs personnes l'ont mise en pratique dans différents contextes hydroclimatiques et géologiques, ce qui a permis d'identifier certaines limites. Par exemple, Boudhraâ (2007), Boudhraâ et al. (2018, 2006, 2009) ont appliqué la méthode en climat semi-aride Tunisien. Il a alors été confirmé que l'hypothèse de l'homogénéité spatiale de la pluie nette peut se révéler fautive. Ces régions sont marquées par un régime hydrologique très contrasté entre des périodes sèches avec peu ou pas d'écoulement et d'autres de crues intenses suite aux événements convectifs très localisés et l'écoulement Hortonien en résultant. La $fdp(t)$ permettant l'élaboration de courbes isochrones - courbes d'égal temps de parcours à l'exutoire

(figure 1.7b), il est alors possible de définir la matrice de variabilité de la pluie nette à l'instant t pour l'isochrone i en ayant connaissance de la variabilité spatio-temporelle du champ de pluie. Ces considérations permettent ainsi de mieux reproduire la dynamique du débit (Chargui et al., 2013, Cudennec et al., 2009, 2005). Au-delà de cette observation, c'est au cours de ce travail qu'une première analyse de sensibilité permettant de fixer les paramètres d'inversion a été conduite. de Lavenne (2013), de Lavenne et al. (2015) a quant à lui appliqué la méthode en climat océanique Breton. Cette étude a permis de renforcer le modèle par l'élaboration d'une fonction de production et de l'utiliser pour améliorer sensiblement la qualité de transposition en prenant en compte l'hétérogénéité de fonctionnement des versants entre bassins. Cette innovation étant particulièrement efficace lorsque les deux bassins versants présentent des fonctionnements de versant différents. Plus globalement, l'amélioration proposée ne montre pas une nette amélioration des résultats, comme observé en Tunisie. Ceci indique d'autres processus à l'oeuvre dans la génération à chaque instant de la pluie nette en Bretagne. Par ailleurs, à partir d'une analyse de sensibilité poussée, il est apparu que le paramétrage optimal était très variable selon le bassin versant, montrant d'une certaine manière leur unicité. Cependant l'impact du paramétrage est seulement visible sur la pluie nette obtenue par inversion, et non sur la reconvolution ni la transposition. Enfin une autre étude sur la Loire a été menée par de Lavenne et al. (2016) en guise de validation-comparaison au topo-kriging (Skøien et al., 2014, 2006). Les résultats au moins aussi bons que le topo-kriging ont permis de justifier l'utilisation de la méthode d'inversion, et sa plus-value dans des régions faiblement jaugées. Des simulations en bassin vraiment non-jaugés ont également été proposées. Ainsi de Lavenne et Cudennec (2014, 2019) ont simulé l'ensemble des flux d'eau des cours d'eau entrant en baie de Saint-Brieuc, sujette aux marées vertes. Cet ensemble d'applications dans différents contextes hydrologiques a montré que l'inversion-reconvolution de la pluie nette est une méthode robuste et flexible. Certaines hétérogénéités de fonctionnement ont cependant été pointées, notamment relatives aux fonctionnements différents des versants entre bassins. C'est dans cette optique que le travail de thèse s'inscrit et cherche à identifier de façon originale comment l'on peut s'affranchir de cette contrainte liée à la similarité entre lieux et échelles.

1.6 Au coeur de la prédiction en bassin non-jaugé : la similarité hydrologique

Notre démarche de modélisation est opérationnelle. Le modèle, réaliste, étant en place, nous pouvons alors nous attaquer à d'autres questions de PUB (Blöschl et al., 2013) :

1. Comment maximiser la valeur prédictive des données disponibles ?
2. Comment améliorer le réalisme des processus dans les approches à base physique ?
3. Comment augmenter la qualité et la quantité d'information mesurée ?
4. Comment réduire et quantifier l'incertitude ?

Le premier et le dernier points nous concernent directement. Le premier s'attaque à l'extraction d'informations issues de l'hydrogramme, autres que l'hydrogramme lui-même. Le dernier

concerne l'optimisation de la modélisation par réduction de l'incertitude lors des étapes de calibration des paramètres dans le cas d'un modèle hydrologique classique, ou de la similarité hydrologique dans le cas de la transposition d'information hydrologique (notre cas). La *similarité hydrologique* est un des thèmes, sinon le thème emblématique de PUB. Définir la similarité hydrologique est délicat car c'est un concept très perceptuel. La définition varie d'une personne à une autre, selon sa propre intuition du fonctionnement hydrologique d'un bassin, son expérience de l'observation en différents lieux, saisons et régimes hydrologiques. Ce thème étant central dans la thèse, nous proposons ici une définition reprise de la littérature à laquelle le lecteur pourra se raccrocher.

Deux bassins versants sont considérés comme étant similaires au sens hydrologique si ils filtrent la variabilité climatique de la même manière, exprimée au travers de leur réponse hydrologique, quelle que soit l'échelle temporelle étudiée (Blöschl et al., 2013).

Autrement dit, les bassins similaires partagent le même ensemble de caractéristiques structurales, et sont soumis à un même climat. Les recherches axées sur la similarité hydrologique se vouent à identifier les caractéristiques statiques ou dynamiques des bassins versants suffisamment explicatives de la diversité des différents comportements hydrologiques observés, et cela dans le but de proposer une classification des bassins (McDonnell et Woods, 2004).

1.6.1 Les signatures hydrologiques ou caractéristiques fonctionnelles des bassins versants

L'hydrologie quantitative s'est tout d'abord intéressé à la question des processus et comment ceux-ci s'intègrent à différentes échelles d'espace et de temps. Ces études étaient alors faites sur un site expérimental et les connaissances développées supposées généralisables. Mais il a fallu se rendre à l'évidence que des modèles développés sur un bassin et transposés sur un autre échouaient à reproduire correctement le débit. Ce constat a nécessité le développement d'une analyse alternative des bassins versants, selon une approche comparative, connue sous le terme "hydrologie comparative" (Falkenmark et al., 1989). Il s'agit alors de distinguer des fonctionnements hétérogènes entre deux bassins versants afin d'en tirer les processus dominants.

Les *signatures hydrologiques*, c'est-à-dire les réponses fonctionnelles d'un bassin versant que l'on peut extraire de son hydrogramme à différentes échelles temporelles, peuvent être décrites à l'aide de plusieurs indices. Pour citer quelques exemples, nous pouvons mentionner le BFI (Base Flow Index), l'élasticité des débits (extension de l'hydrogramme suite à une pluie), la forme de la décrue, la fréquence et l'amplitude des crues, le temps de réponse, le stockage, ou tout simplement le débit annuel ou encore le débit saisonnier (Blöschl et al., 2013). Ces signatures sont largement utilisées dans la classification des bassins, et pour la recherche de descripteurs physiques. Ali et al. (2015), Sayama et al. (2011) remarquent par ailleurs que les bassins versants peuvent présenter des seuils de fonctionnement. Par exemple une crue n'est pas forcément observée suite à une pluie si la connectivité du bassin n'est pas établie, à cette période

de l'année. Peut être qu'avec une pluie très légèrement supérieure elle le serait. Ces valeurs "seuils" de déclenchement sont des signatures hydrologiques (Ali et al., 2015, Sayama et al., 2011). A partir de 64 bassins versants de l'État de Washington, Reidy Liermann et al. (2012) constituent une classification des bassins selon leur dynamique d'écoulement mensuelle, compte tenu du régime de précipitations. Patil et Stieglitz (2011) font une analyse de similarité sur plusieurs saisons et à l'échelle régionale en utilisant comme signature hydrologique les courbes de débits classés établies sur 25 bassins versants jaugés. Leurs résultats mettent en évidence que la similarité entre bassins est dynamique, tantôt gouvernée par la demande évaporatoire, tantôt par les précipitations. Ainsi la réponse hydrologique suit des schémas spatiaux qui semblent organisés en fonction des conditions météorologiques ou topographiques, et ce à des échelles de temps encore une fois variables. La recherche de ces caractéristiques semble alors être une des clés de l'hydrologie comparative.

1.6.2 Facteurs de contrôle de la similarité hydrologique et classification

Les signatures hydrologiques sont les meilleurs indices de similarité. Cependant elles nécessitent la mesure du débit à l'exutoire du bassin versant et ne sont donc pas adaptées à la question du bassin non-jaugé. Le principe de similarité est issu de la géographie physique et permet à l'origine le transfert d'information et le développement de généralisation (Gottschalk, 1985, Grigg, 1965). Au sein de cette philosophie, le but est de créer des ensembles surfaciques cohérents sur la base de certains éléments du paysage. Ces éléments peuvent évoluer de manière plus ou moins continue (ex : relief), ou par seuil (ex : lac, forêt). Ces classifications peuvent également faire appel à d'autres variables telles que le climat ou la géologie, les populations animales ou végétales. C'est par exemple le cas des HRU (Hydrological Response Units) (Flügel, 1995), ou encore des hydro-écorégions en France (Wasson et al., 2002). Une classification des bassins versants peut se faire à partir de régions de même contexte hydro-climatique, conditionnant le bilan hydrologique à l'échelle d'un bassin ou d'une région (Budyko, 1974, Lvovich, 1979). Le diagramme de Budyko est encore largement utilisé et affiné car il décrit bien la similarité hydrologique sur des échelles de temps longues (Donohue et al., 2007, Wolock et McCabe, 1999). Il est également évident que des caractéristiques statiques de bassin jouent un rôle dans la réponse fonctionnelle des bassins. A l'aide d'un algorithme de *propagation de l'affinité*, Ali et al. (2012) utilisent différentes combinaisons de descripteurs pour construire une classification de 36 bassins écossais. Ils obtiennent un résultat déroutant : la classification utilisant les propriétés physiques n'est pas identique à celle utilisant les signatures hydrologiques. Le meilleur compromis est obtenu à partir de la combinaison des caractéristiques topographiques, des propriétés du sol et d'une estimation du temps moyen de résidence.

La plupart des études sur la similarité hydrologique utilisent dorénavant conjointement les descripteurs physiques et climatiques compte tenu de leurs interactions et de la non-linéarité (Winter, 2001). A l'échelle du continent Australien, Kennard et al. (2010) établissent une classification globalement bien expliquée par les descripteurs géographiques, climatiques et topographiques et en déduisent que la réponse fonctionnelle est issue d'un couplage entre climat, géologie, topographie et végétation à plusieurs échelles spatio-temporelles. Trancoso et al. (2016)

essaient de relier le diagramme de Budyko au diagramme de Dunne (types d'écoulements dominants) (Dunne, 1983) à l'aide de 355 bassins Australiens aux caractéristiques hydroclimatiques et topographiques variées. Les résultats montrent que les bassins suivent une répartition logique dans le diagramme de Budyko opposant les systèmes limités en énergie des systèmes limités en eau. Parallèlement, la variabilité du comportement hydrologique dominant de chaque bassin est expliquée à hauteur de 77% par les variables du diagramme de Dunne. Selon Wagener et al. (2007), une classification sur la base des observations écologiques pourrait être efficace compte tenu de la relation forte existante entre la biodiversité et le régime hydrologique. Selon l'échelle, les variables explicatives peuvent changer, ce qui permet de poser la question : *Quel paysage compact et quelles caractéristiques climatiques reflètent ou prédisent le mieux ces signatures à une échelle donnée ?*

1.6.3 Régionalisation

La régionalisation est le principe d'utiliser la similarité hydrologique afin d'assister le paramétrage des modèles en bassin non-jaugé. Selon la densité de données disponibles et le niveau de connaissance des bassins versants que l'on souhaite modéliser, plusieurs approches sont envisageables (Oudin et al., 2008). Nous pouvons par exemple citer les méthodes statistiques par régression (Gottschalk, 1985), les méthodes géostatistiques (Matheron, 1962, Skøien et al., 2006), et les méthodes de transposition directe. Parajka et al. (2005) comparent deux méthodes de régionalisation, le krigeage et le transfert de paramètres, à partir de 320 bassins Autrichiens. Le krigeage est une méthode d'interpolation géostatistique alors que le transfert de paramètres consiste à récupérer les paramètres du bassin jaugé considéré comme étant le plus similaire sur la base de caractéristiques physiographiques (ici moyenne d'élévation, densité de drainage, indice de lacs, proportion d'aquifère poreux, occupation du sol, géologie et sols). Une comparaison de techniques de régionalisation est effectuée sur 913 bassins contrastés français et à l'aide de deux modèles globaux par Oudin et al. (2008). En France où la densité de stations de jaugeage est importante, le donneur le plus proche est la meilleure solution pour la paramétrisation devant la similarité physique puis la régression. Leur approche pseudo-non jaugée leur permet également de voir que, quelle que soit la technique de régionalisation, les résultats sont bien moins satisfaisants que le calage sur les débits. Ils en concluent qu'il y a encore de gros progrès à faire en méthode d'analyse de similarité.

1.7 Conclusion

La modélisation hydrologique à base géomorphologique s'inscrit dans la continuité des travaux de recherche de la fin du XX^{ème} siècle adressant la question des non-linéarités et de l'articulation entre le versant et le réseau. Face à cette non-linéarité, les avancées sur le *scaling* et la REA ont mis à jour un premier niveau de stabilisation de la réponse hydrologique lorsque les processus de réseau dominant les processus de versant. Ces concepts ont permis de simplifier la modélisation distribuée en identifiant des entités élémentaires dont profite entre autres la modélisation à base géomorphologique. La vocation de ces modèles est avant tout de relier la

réponse hydrologique à la structure du réseau hydrographique afin de proposer des outils réalistes, génériques et parcimonieux. Le débit est une variable qui intègre à l'échelle d'un bassin versant les différentes réponses hydrologiques de ses sous-bassins, organisées autour du réseau hydrographique et eux-mêmes articulés par rapport à leurs versants. Motivés par les travaux précurseurs de Horton, Strahler et Schumm (Horton, 1945, Schumm, 1956, Strahler, 1952) sur l'organisation du réseau hydrographique, des chercheurs se sont intéressés à la question de la relation entre cette organisation du réseau et la réponse hydrologique. De là est née la mouvance sur les fonctions de transfert à base géomorphologique, branche à part entière de l'hydrologie (Dooge, 1959, Gupta et al., 1980, Rodríguez-Iturbe et al., 1979, Surkan, 1969). Le modèle utilisé (Boudhraâ, 2007, Cudennec, 2000, de Lavenne, 2013) fait partie de cette école de pensée dans la mesure où la fonction de transfert se base sur la lecture des longueurs hydrauliques, c'est-à-dire les longueurs d'écoulement au sein du réseau. Suivant le principe d'inversion de modèle (Menke, 1989, Tarantola et Valette, 1982), Cudennec (2000) propose de retrouver le signal de pluie nette issu des versants en déconvoluant le signal de débit à l'exutoire. C'est un raisonnement original similaire à la DPFT (Guillot et Duband, 1980) mais qui apporte un sens physique important grâce à la fonction de transfert géomorphologique. Nous avons ainsi accès à l'information de pluie nette sans passer par l'élaboration d'une fonction de production souvent trop simpliste, non adaptée au contexte et bien trop non-linéaire. Cette méthode a été testée dans différents contextes climatiques tels que l'Indonésie, la Tunisie, la Bretagne et la Loire. La méthode présente donc l'avantage d'une flexibilité certaine doublée de performances satisfaisantes. La variable pluie nette issue de la déconvolution permet d'envisager la validation de fonctions de production, mais ouvre avant tout la voie à la simulation d'hydrogrammes en bassin non-jaugé. La prédiction de la réponse hydrologique en bassin non-jaugé est un défi majeur, et d'autant plus d'actualité à l'heure du réchauffement climatique et ses conséquences sur la ressource en eau. Le modèle hydrologique et son inversion, utilisés dans ce travail de thèse répondent à cette problématique. La dépendance de cette méthode à la similarité hydrologique entre le bassin "donneur" et le bassin "cible" où est transposé la pluie nette nous inscrit alors dans le thème PUB emblématique de la similarité hydrologique. Au sein de cette thématique, le débat est toujours ouvert quant à la/les caractéristique(s) principale(s) de similarité entre bassins versants.

Simulations hydrologiques à base géomorphologique

2.1 Introduction

Le premier chapitre met en place les bases nécessaires à la compréhension de la complexité du fonctionnement d'un bassin versant. Nous y trouvons également le cheminement historique de la modélisation à base géomorphologique, parmi lequel est ressituée l'approche proposée. Dans ce second chapitre, le modèle est appliqué dans deux jeux de bassins versants différents. Tout d'abord, le modèle est employé sur huit bassins Bretons en contexte rural dans le but de comprendre les sources d'incertitudes principales de la méthode. Nous testerons notamment les erreurs liées à la qualité de la donnée topographique utilisée pour la construction de la fonction de transfert. Par exemple, nous attendons de meilleurs résultats à partir d'une donnée topographique de meilleure résolution. En second, nous testerons les erreurs de paramétrisation de modèle afin de tester sa sensibilité. Puis, le modèle est appliqué pour la première fois en contexte pluvio-nival au Québec où le régime hydrologique saisonnier est très contrasté. La but sera ici de montrer la généricité du modèle dans un contexte climatique encore très différent des contextes Breton et Tunisien, et les facteurs favorisant la réussite ou l'échec de la transposition.

2.2 Robustesse et limites : simulations hydrologiques sur des bassins Bretons

La péninsule Bretonne est traversée par "la chaîne armoricaine", datant du paléozoïque. Le climat océanique pluvieux qui y règne et l'ancienneté du massif ont mené à une lente érosion des reliefs, dont les plus hauts sommets se situent dans la région des Monts d'Arrée. D'origine cristalline, l'érosion et les remaniements géologiques de ce relief ont mené à un complexe de roches métamorphiques et sédimentaires tels que le schiste et le grès dans la partie centrale, et de granite et gneiss dans la partie sud. Globalement, la relative homogénéité hydro-climatogéographique permet de faire l'hypothèse de fonctionnements hydrologiques relativement si-

milaires entre bassins versants. La zone d'étude choisie pour ce premier jeu de simulations est située de la partie centre/centre-sud de la péninsule. Le bassin intégrateur de ce secteur est le Blavet. Ses principaux affluents sont l'Evel (Ev) et la Sarre (Sa). Le bassin observatoire du Coët-Dan (Co) est un affluent de l'Evel (Fovet et al., 2018, Gascuel-Oudoux et al., 2018, SAS, 2018). Ce choix offre un ensemble de 8 bassins versants jaugés (tableau 2.1) sur lesquels pratiquer la transposition d'hydrogrammes. Dans cette zone est observé un gradient pluviométrique nord-sud décroissant limité, et un gradient agricole croissant vers le sud. La géologie est sédimentaire sur le Blavet (Bl2), le Coët-Dan (Co), le Frémeur (Fr), l'Evel (Ev) et l'Oust amont (Ou); et magmatique sur la Sarre (Sa), le Blavet amont (Bl1), et le Moulin de Talléné (Mo). Une vue globale des bassins versants, de la pluviométrie annuelle et de la géologie est visible sur la figure 2.1.

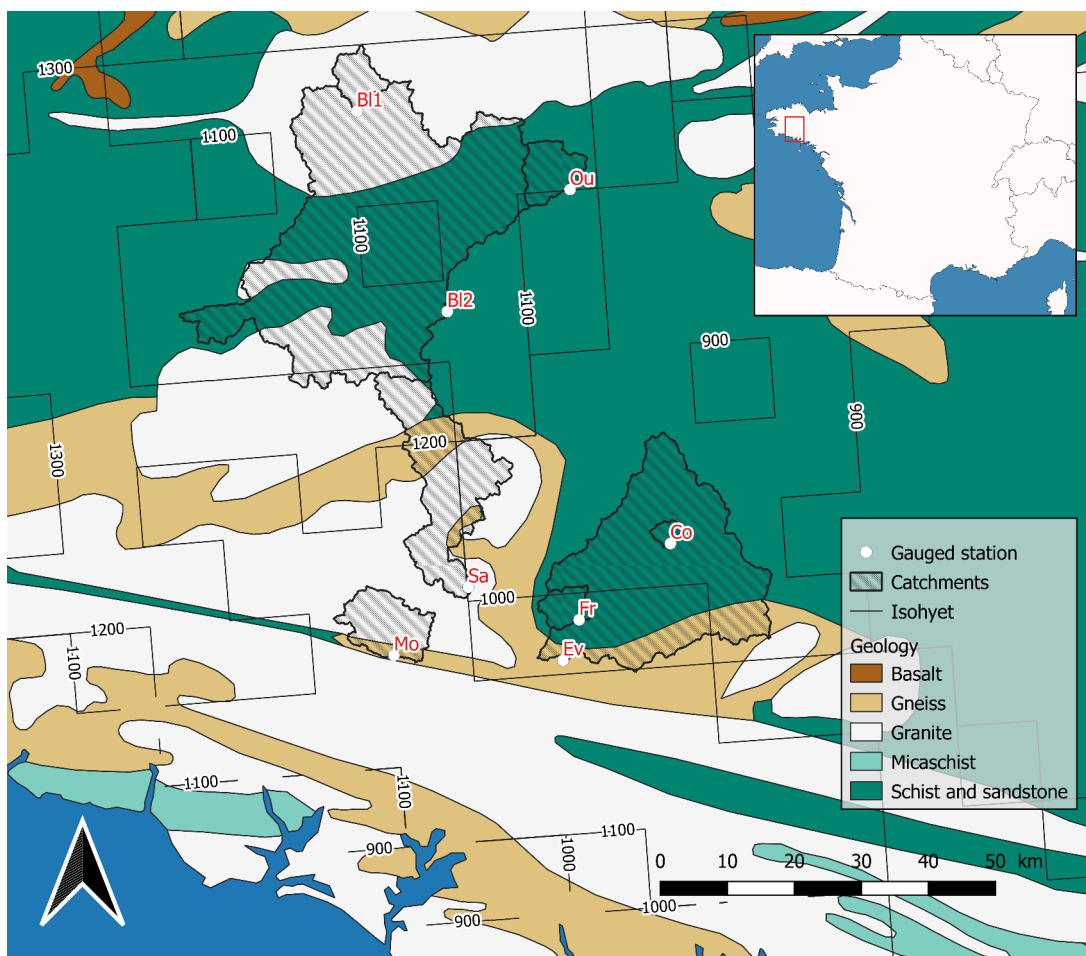


FIGURE 2.1 – Positionnement des bassins versants étudiés dans la zone d'étude, et répartition de la géologie et de la pluviométrie annuelle.

2.2.1 Données hydrométriques

Les données hydrométriques sont issues de la Banque HYDRO (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>), service national en ligne de téléchargement géré par le SCHAPI (Service Central d'Hydro-météorologie et d'Appui à la prédiction des Inondations). Ces données initialement disponibles

Tableau 2.1 – Bassins Bretons utilisés pour l’analyse morphométrique

Nom à l'exutoire	Diminutif	Surface (km ²)
Le Coët-Dan à Naizin	Co	5
Le Frémeur à Guénin	Fr	15,5
Le Blavet à Kerien	Bl1	19,2
L'Oust à Saint-Martin-des-Prés	Ou	28,3
Le Moulin de Tallené à Quistinic	Mo	45,4
La Sarre à Melrand	Sa	124,9
L'Evel à Guénin	Ev	314,8
Le Blavet à Plélauff	Bl2	565,7

à un pas de temps variable, sont récupérées sur la période 2012-2016 puis interpolées afin d’obtenir des débits au pas de temps de 15 minutes.

2.2.2 Les modèles numériques de terrain disponibles

La modélisation hydrologique à base géomorphologique requiert la construction d’une fonction de transfert basée sur une description physique du réseau hydrographique. Nous utilisons dorénavant les Modèles Numériques de Terrain (MNT) pour accéder à cette information. Les MNT sont des produits satellitaires qui fournissent une information topographique spatialisée. Pour mettre en évidence la sensibilité de la fonction de transfert, nous utiliserons quatre MNT de résolutions différentes. Le MNT "SRTM30", dont la couverture s’étend à approximativement 80% des terres émergées à une résolution de 1 arc seconde (soit 30m en France) est fourni par la NASA. Ce MNT a l’avantage d’être disponible sur une majeure partie du globe, mais est connu pour son imprécision. A ce dernier nous ajoutons 3 MNT fournis par l’Institut National de l’Information Géographique et Forestière et dont la couverture s’étend sur la France avec des résolutions allant de 5 à 50m. La méthode n’étant dépendante que de la disponibilité de l’information morphométrique et l’existence d’au moins un bassin jaugé, un des objectifs secondaire sera de montrer son potentiel d’application à partir d’un MNT imprécis tel que SRTM. Un descriptif des données est fourni dans le tableau 2.2.

Tableau 2.2 – Différents Modèles Numériques de Terrain aux résolutions variables.

Nom	Diminutif	Résolution (m)	Fournisseur	Couverture
RGE ALTI	RGE	5	IGN	Métropole-DOM-ROM-COM
BD ALTI V2	ALTI25	25	IGN	Métropole-DOM-ROM-COM
SRTM-DEM	SRTM	1" (25-30m)	NASA	près de 80% de la surface du globe
BD ALTI V2-dégradée	ALTI50	50	IGN	Métropole-DOM-ROM-COM

2.2.3 Métriques d’évaluation des simulations

Afin de rendre compte des performances de la modélisation, trois métriques sont utilisées pour ce travail, présentées respectivement par les équations 2.1, 2.2, 2.3. Ces métriques sont choisies pour être complémentaires. La Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) (Nash et Sutcliffe, 1970)

est la plus classique et est particulièrement sensible aux erreurs sur les débits forts (Muleta, 2012). La NSE sur les racines carrées des débits (NSE_{sqrt}) est également utilisée et est plus équilibrée au regard des hautes et basses eaux (Oudin et al., 2006, Seiller et al., 2017). Enfin, l'efficacité sur les volumes (VE) est utile pour connaître le biais sur les volumes (Criss et Winston, 2008).

$$NSE = 1 - \frac{\sum (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs,i})^2} \quad (2.1)$$

$$NSE_{sqrt} = 1 - \frac{\sum (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{sim,i}})^2}{\sum (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{\bar{Q}_{obs,i}})^2} \quad (2.2)$$

$$VE = 1 - \frac{\sum |Q_{obs} - Q_{sim}|}{\sum Q_{obs}} \quad (2.3)$$

Ces critères ont une amplitude de $] - \infty; 1]$ où 1 est une simulation parfaite, et 0 signifie que la simulation est égale à la moyenne. Une représentation qualitative de ces métriques est donnée comme suit : très bonne si supérieure à 0,66, bonne entre 0,33 et 0,66 moyenne entre 0 et 0,33 et mauvaise si inférieure à 0.

2.2.4 Extraction d'un réseau hydrographique et des dérivées géomorphologiques par analyse du MNT

Il est un choix important pour l'extraction du réseau hydrographique : la surface minimale de drainage qui justifie l'émergence du réseau. La naissance d'un cours d'eau en tête de bassin dépend fortement des hétérogénéités spatiales. Parmi celles-ci nous pouvons citer la végétation, la pente locale, le climat, la lithologie. Il est par conséquent difficile de définir un seuil de surface qui soit généralisable. Ainsi le chenal apparaît lorsque le système à l'équilibre est soumis à un stress critique τ_c . La zone contributive minimale à la formation du réseau A_c devient $A_c = \frac{C}{|\nabla z|^2}$ avec $|\nabla z|$ la pente locale et $C = f(\tau_c)$ une fonction du stress critique (Dietrich et al., 1992, Montgomery et Dietrich, 1994). Cette relation exprime le fait que plus la pente locale est forte, moins la surface contributive nécessaire à la formation du réseau est importante. Montgomery (1998) a montré qu'il existe une relation entre la pente locale et la surface drainée, et que l'on peut faire ressortir une transition à travers cette relation entre les têtes de bassins uniquement constituées de versants vers une tête de bassin constituée d'un chenal. La valeur centrale de cette transition est contrôlée par les facteurs environnementaux tels que la végétation ou le climat, alors que la forme de cette relation est liée aux processus d'initiation du chenal. Ainsi il est possible d'obtenir un réseau hydrographique représentatif de la réalité à partir de données topographiques MNT, connaissant les qualités géologiques et climatiques de la région (Montgomery et Foufoula-Georgiou, 1993). La géomorphologie de la région Bretagne a fait l'objet de plusieurs travaux qui indiquent qu'un seuil d'initiation du réseau hydrographique à 0,25 km² semble adéquat (Aurousseau et al., 2009, Squidant et al., 2015). C'est donc cette valeur qui est choisie. Pour chaque bassin les chemins d'écoulement sont identifiés à partir d'une grille MNT en procédant par étapes à l'aide du logiciel GRASS 7.4.0 :

1. Création de la grille de directions d'écoulement par l'algorithme Multiple FLOW Direction (Holmgren, 1994).
2. Création de la grille d'accumulation.
3. Extraction du réseau avec un seuil de 0,25 km²
 - (a) Extraction de la topologie du réseau : ordre de Strahler (Strahler, 1952), de Horton (Horton, 1945), de Shreve (Shreve, 1966).
 - (b) Extraction des informations morphométriques.

A partir de ce réseau hydrographique, des grilles d'accumulation et de direction d'écoulement, la délimitation des bassins versants en tout point est ensuite possible.

2.2.5 Comparaison des réseaux obtenus

Les réseaux obtenus ont des structures globalement similaires d'un point de vue morphologique (exemple sur le nord-est de la figure 2.2). Des singularités sont cependant identifiables dans les têtes de bassin, signifiant une estimation très variable de la surface amont drainée et donc la localisation du premier bief (exemple sur l'Est de la figure 2.2). De manière générale, il y a une cohérence de structure entre RGE et ALTI50 et dans une moindre mesure ALTI25, alors que SRTM s'en écarte. Ainsi, comme par exemple dans la partie Nord de la figure 2.2, la forme du réseau hydrographique peut être fondamentalement différente. La fonction de transfert dé-

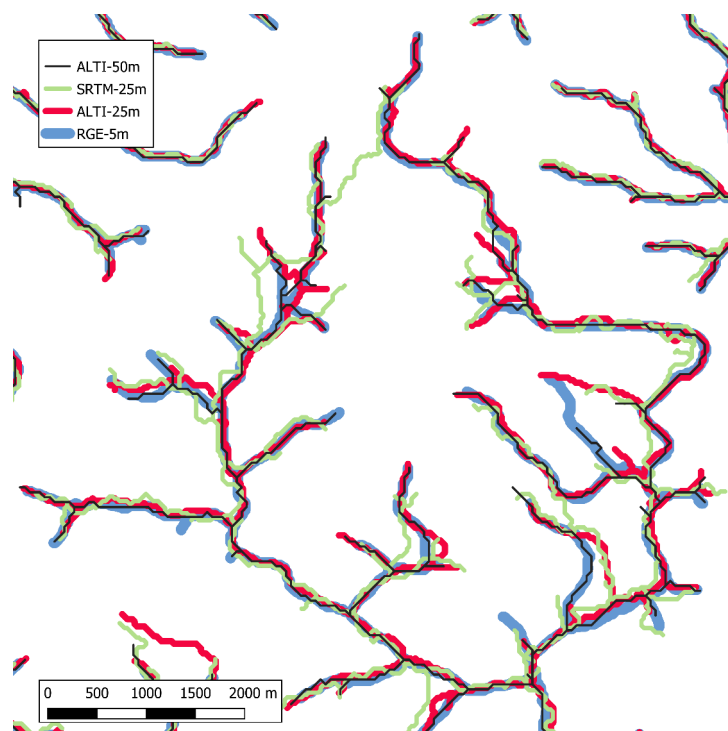


FIGURE 2.2 – Comparaison des réseaux hydrographiques obtenus à partir de différents MNT

pend de la densité de probabilité des longueurs des chemins d'écoulement. La forme du réseau a donc potentiellement un impact sur cette distribution. Par ailleurs, selon l'ampleur de l'erreur,

le tracé du bassin versant résultant peut être significativement différent. Afin de confirmer cette observation, la figure 2.3 affiche les réseaux hydrographiques issus des quatre MNT, ainsi que les bassins versants délimités par RGE et SRTM. Il apparaît alors qu'un tracé différent du réseau hydrographique ait conduit à une délimitation d'un bassin versant plus grand que la réalité pour un même exutoire.

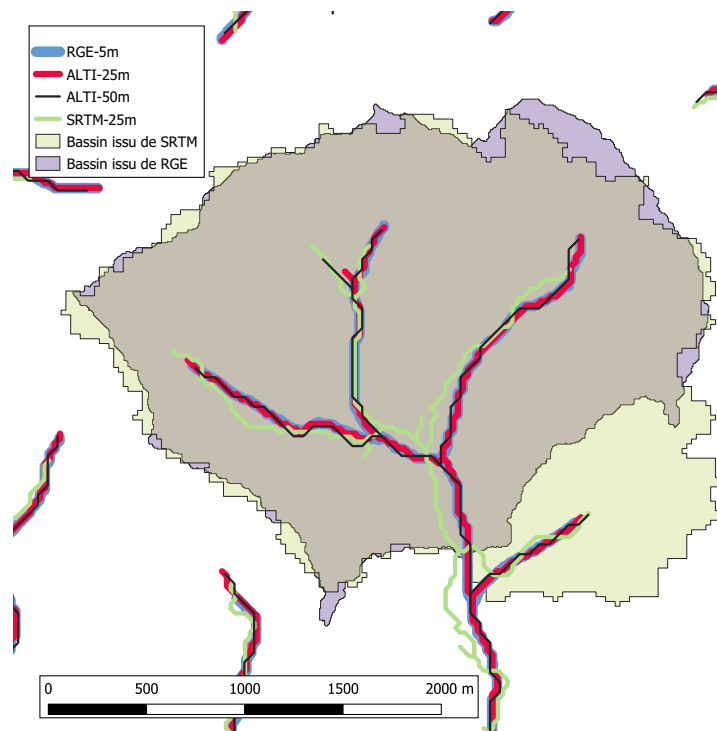


FIGURE 2.3 – Impact du choix du MNT sur la délimitation du réseau hydrographique et son bassin versant. Exemple du Coët-Dan à Naizin.

2.2.6 Simulations à partir d'hydrogrammes unitaires géomorphologiques différents

Pour ce jeu de données, 23 couples donneur/cible sont possibles, qui permettent un ensemble de 56 inversions-transpositions (8 bassins, 7 donneurs potentiels), sur la période allant du 1 janvier 2012 au 31 décembre 2016 (figure 2.4). Afin de présenter l'ensemble des résultats de transposition sous une forme synthétique, un ensemble de boîtes à moustaches par métrique d'évaluation est proposé figure 2.5. Pour chaque bassin versant, et pour chaque MNT, la distribution des scores de simulation depuis l'ensemble des donneurs est ainsi affichée. Cette représentation permet de voir l'efficacité globale de la simulation en fonction du MNT ayant servi à l'estimation de la fonction de transfert. Les valeurs les plus faibles sont obtenues pour Co (le plus petit) et ce quel que soit le MNT, et les performances tendent à s'améliorer avec l'augmentation de la surface. De manière générale les résultats sont bons et très similaires pour tous les MNT au regard de la médiane et des quantiles de la distribution. Deux cas de figures ressortent. Sur Co, SRTM dégrade fortement la simulation, alors que RGE (le plus précis) améliore substantiellement les résultats sur Bl2 et Sa. Cette observation est à mettre en relation avec

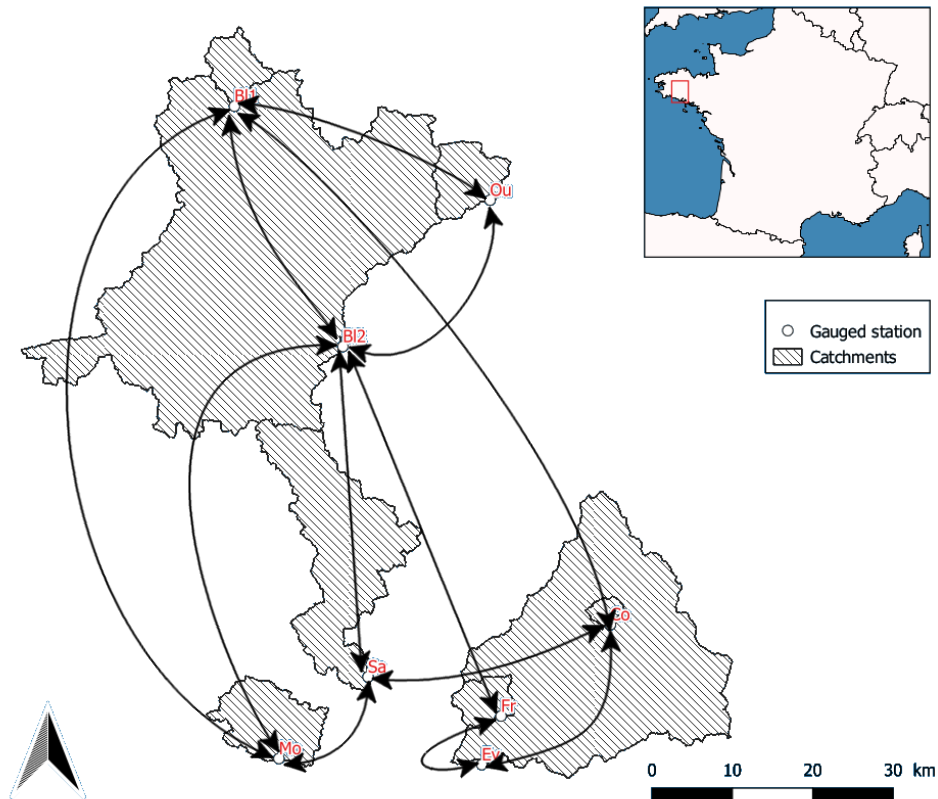


FIGURE 2.4 – Jeu de 8 bassins versants utilisé. Les couples (liste non-exhaustive pour des raisons de clarté) de transposition possibles sont identifiés par des flèches noires.

les résultats visuels des réseaux obtenus, dans lesquelles des hétérogénéités étaient particulièrement détectées en têtes de bassin. En conséquence, la pluie nette *a priori* est fautive (car issue du ratio du débit par la surface du bassin), et la fonction de transfert différente. Ces erreurs en tête de bassin sont assez vite lissées lorsque la surface du bassin s'agrandit. Ceci s'observe à partir de la figure 2.2 où le réseau hydrographique devient cohérent entre MNT. La qualité d'un MNT s'évalue sur sa résolution (erreur selon X et Y, une faible résolution discerne mieux les éléments du paysage), et sa précision altimétrique (erreur selon Z). Il était attendu que le MNT de haute qualité RGE donnerait de meilleurs résultats, et plus particulièrement sur les bassins plus petits, car sa résolution permet de mieux discerner le chevelu hydrographique, or l'apport de ce dernier semble limité. Un MNT de résolution intermédiaire tel que SRTM est suffisant pour la modélisation à base géomorphologique sur le domaine d'application du modèle, c'est-à-dire sur des superficies supérieures de la REA (>1 km²). Cela s'explique notamment par le choix d'une surface drainée de 0,25 km² pour l'émergence du réseau. Cette aire minimale permet d'utiliser 100 mailles (ALTI50), 400 mailles (ALTI25 et SRTM) et 10000 mailles (RGE) pour contraindre le réseau. Ce nombre est déjà bien suffisant. A titre de comparaison, l'utilisation d'une aire minimale de 0,1 km² impliquerait 40-160-4000 mailles, et d'autant plus d'erreurs potentielles. Il sera par contre nécessaire de vérifier la cohérence du réseau et de l'aire drainée extraite pour les plus petits bassins.

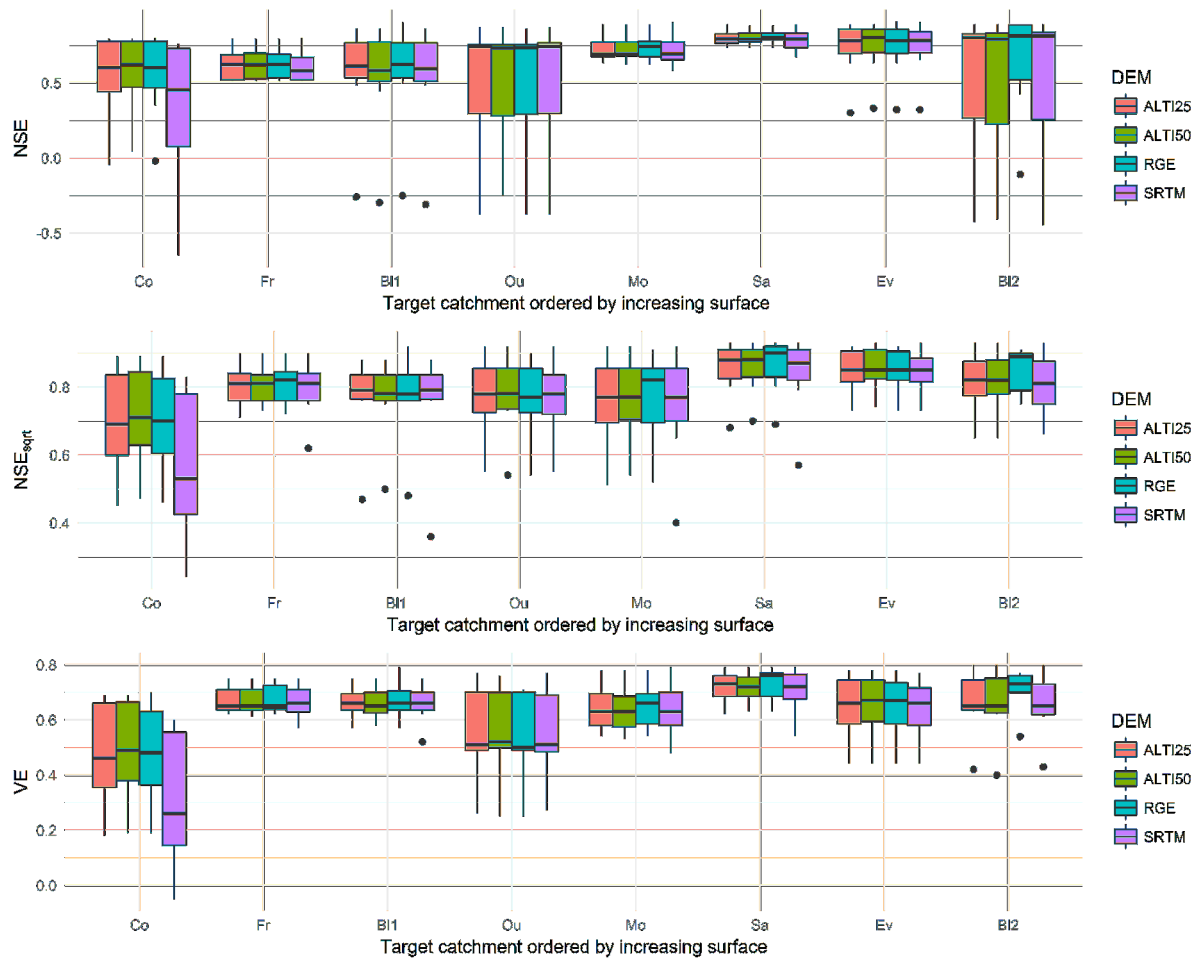


FIGURE 2.5 – Évaluation des simulations pour tous les bassins et pour les fonctions de transfert issues des quatre MNT.

2.3 Sources d'erreur en modélisation hydrologique à base géomorphologique

Deux types d'erreur peuvent se manifester à l'issue d'une modélisation (figure 2.6). Lorsque la simulation présente une certaine *dispersion* autour de l'observation, nous parlons d'*erreur de variance*. Ce type d'erreur est typiquement lié à un mauvais paramétrage mais peut être contourné à l'aide d'une *simulation d'ensemble*. La simulation est reproduite plusieurs fois en utilisant différents paramétrages, permettant alors une compensation des erreurs de variance de chacune. L'erreur de biais est associée à une dérive de la simulation par rapport à l'observation.

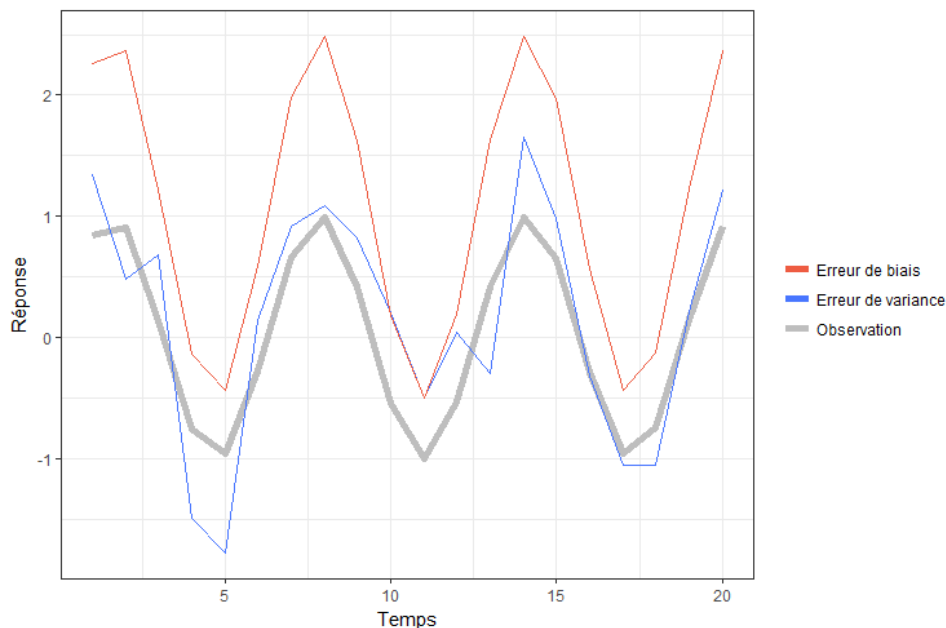


FIGURE 2.6 – L'erreur de variance et l'erreur de biais observées sur la modélisation.

2.3.1 L'erreur de variance

Les paramètres d'inversion

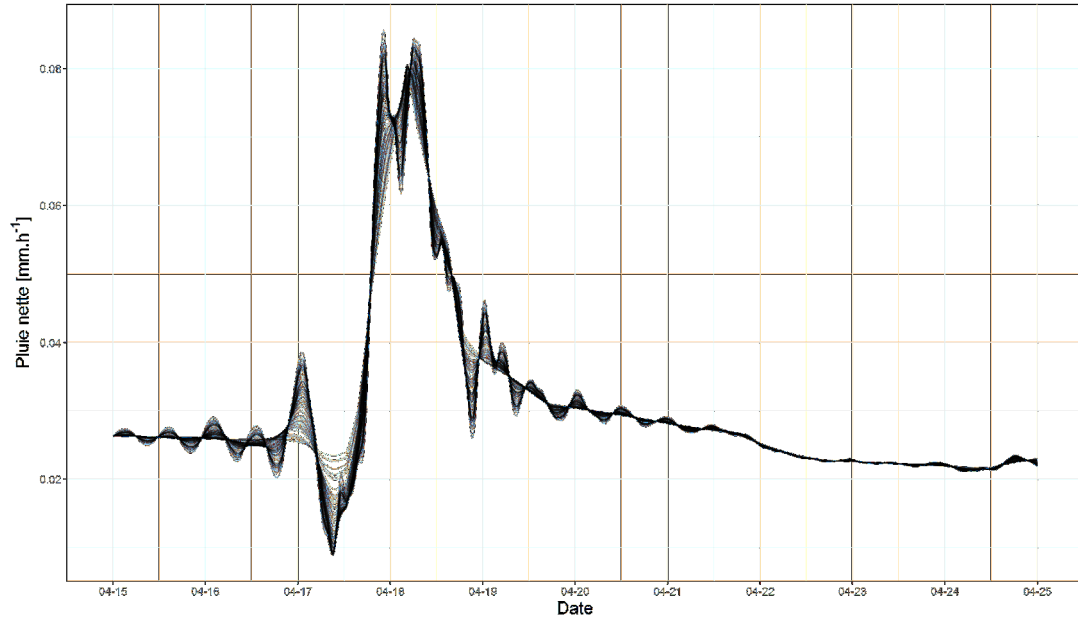
L'inversion de la fonction de transfert pour remonter jusqu'à la pluie nette s'appuie sur 6 paramètres (voir section 1.5.1) (Boudhraâ et al., 2018). Le problème d'équifinalité peut alors se présenter comme un obstacle pour une modélisation qui se veut réaliste. Plusieurs analyses de sensibilité ont déjà été effectuées lors de précédents travaux (voir chapitre 1 section 4). Boudhraâ (2007) avait alors estimé que les paramètres A_R , A_D et T_R étaient les plus sensibles. de Lavenne (2013) quant à lui a formulé un pseudo-classement des paramètres par ordre de sensibilité et indique finalement que seuls A_R et A_D nécessitaient une attention particulière.

La sensibilité de l'inversion au regard des paramètres est observée au travers de différents jeux à l'aide de la méthode des hypercubes latins (McKay et al., 1979). Suite aux observations de Boudhraâ (2007), de Lavenne (2013), nous considérons les paramètres T_R (distance de dé-

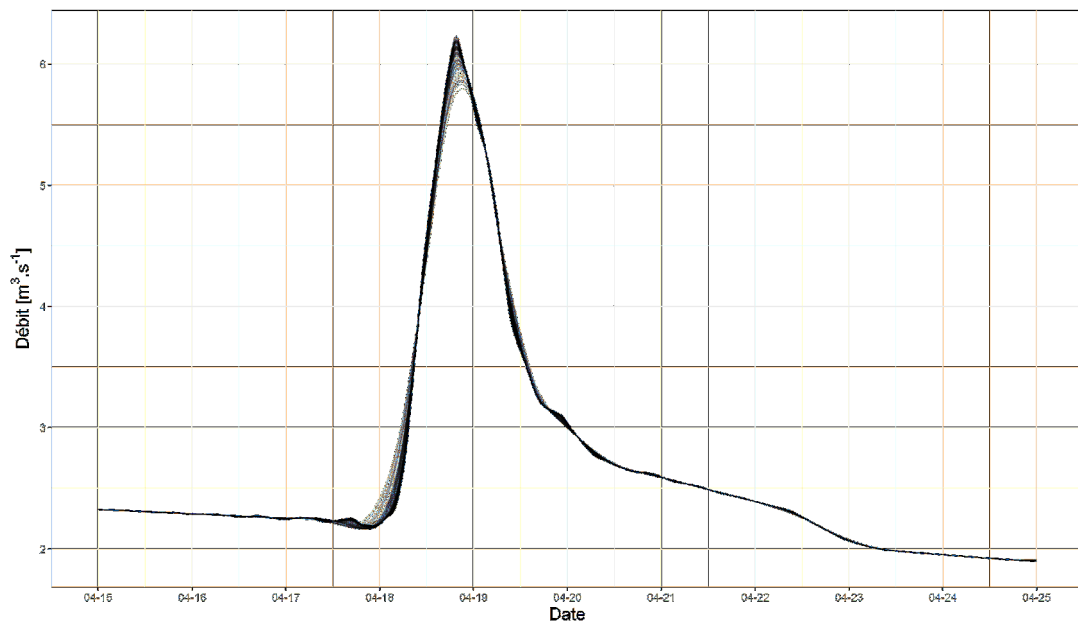
corrélation sur la pluie nette), D_D (distance de décorrélation sur les débits) et B_D (constante de non-nullité sur les débits) peu sensibles. Ils sont donc fixés à 20 minutes, 1 minute, $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les paramètres A_D (degré de confiance accordé aux débits), A_R (degré de confiance accordé à la pluie nette a priori), B_R (constante de non-nullité sur la pluie nette) sont changés à chaque inversion. Contrairement au classement proposé par de Lavenne (2013), B_R est tout de même conservé dans le ré-échantillonnage car nous considérons l'incertitude sur la pluie nette importante (nous n'avons aucune information sur sa valeur réelle) (tableau 2.3). L'inversion est effectuée cent fois. Au regard des pluies nettes, les différents paramétrages induisent une oscillation, typiquement représentative d'une erreur de variance (figure 2.7a). Cette oscillation n'est pas réaliste, elle est le résultat de la minimisation des erreurs lors de la procédure d'inversion. Afin de vérifier l'impact de ces oscillations, la pluie nette ainsi calculée est reconvoquée dans le sens direct. Après reconvolution, nous pouvons voir que, quel que soit le paramétrage, la simulation est identique, gage de robustesse au paramétrage (figure 2.7b).

A_D	B_D	A_R	B_R	T_R	D_D
[0, 05; 0, 3]	0,01	[0, 5; 1]	[0, 0001; 0, 1]	20	1

Tableau 2.3 – Gamme de paramétrage. Les nombres entre crochet sont tirés aléatoirement selon la méthode des hypercubes latins.



(a) Pluies nettes par inversion.



(b) Reconvolution des pluies nettes.

FIGURE 2.7 – Simulation d'ensemble pour l'Evel à Guénin (Ev) selon différents paramétrages de A_D , A_R , B_R avec C_R , C_D , T_R fixés.

Le paramètre vitesse

L'approche d'estimation du paramètre vitesse par régression proposée par de Lavenne (2013) est une source d'erreur de variance. En effet, bien que la longueur hydraulique moyenne ait montré une très bonne corrélation avec la vitesse caractéristique médiane, d'autres facteurs tels que le pourcentage de zone humide, la pente du dernier ordre de Strahler, ou encore la longueur moyenne de versant sont également bien corrélés (de Lavenne, 2013). De plus, à l'échelle de l'événement hydrologique il existe une grande variabilité des vitesses d'écoulement. La vitesse caractéristique médiane permet d'obtenir une valeur cohérente pour le bassin en moyenne mais n'est pas strictement juste au cas par cas. Sur son jeu de données de bassins Bretons, de Lavenne (2013) avait d'ailleurs obtenu un coefficient de variation C_v de l'ordre de 0,8 à partir de l'ensemble des vitesses par bassin. Afin de tester la sensibilité du modèle au paramètre vitesse, cent transpositions sont effectuées depuis l'Evel (Ev) vers le Blavet (Bl2). Nous nous plaçons dans un cas de figure pseudo non-jaugé (bassin jaugé considéré comme non-jaugé pour l'exercice) :

- La vitesse du bassin jaugé (Ev) est supposée connue car la mesure est disponible. Ce n'est pas cette mesure qui est la cause principale de l'incertitude.
- La vitesse du bassin pseudo non-jaugé (Bl2) est estimée par régression suivant l'équation fournie par de Lavenne (2013). C'est cette vitesse qui est sujette à caution.

Les simulations sont effectuées à partir d'un jeu de cent vitesses dérivées de la vitesse estimée par régression u_c . Ces vitesses sont obtenues par tirage aléatoire d'une loi normale centrée autour de la valeur médiane u_c , et d'écart-type $\sigma = C_v \cdot u_c$. Il apparaît qu'une grande amplitude de

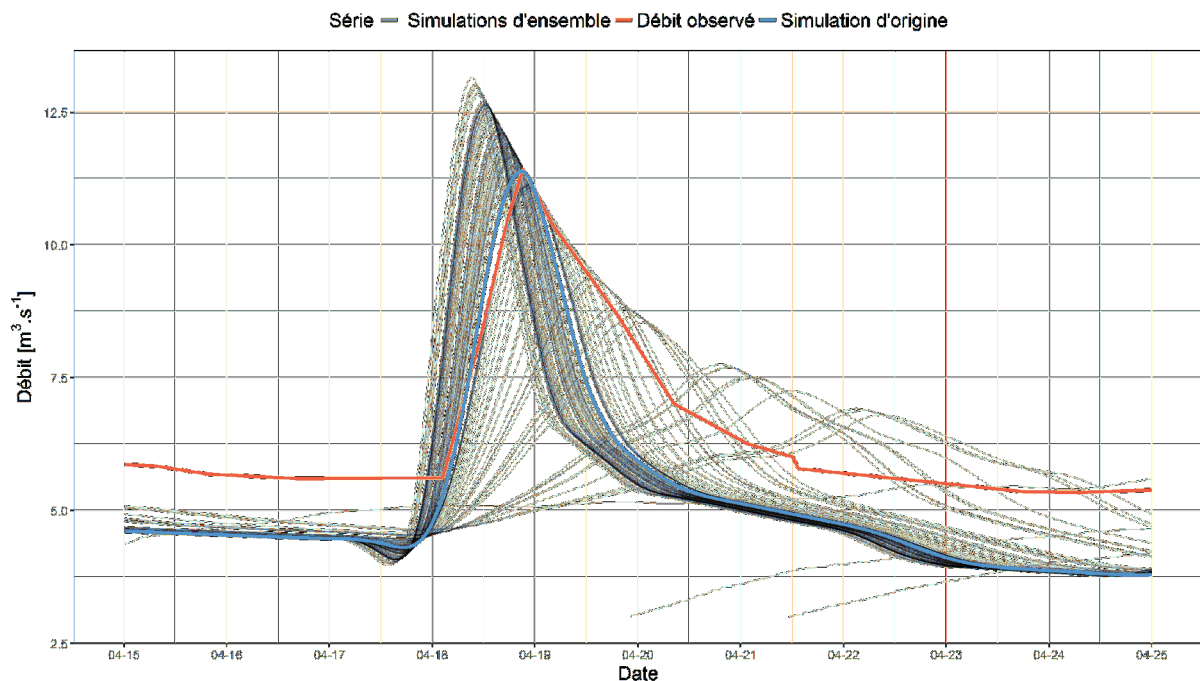


FIGURE 2.8 – Série de simulations par inversion puis transposition depuis l'Evel à Guénin (Ev) vers le Blavet à Plelauff (Bl2) pendant l'événement hydrologique du 18 avril 2015. La simulation d'origine utilisant la vitesse issue de la régression

simulation est obtenue à partir de plusieurs vitesses. Cependant seules les valeurs extrêmes de

vitesse permettent de dévier significativement de la simulation originale (avec u_c). Ces valeurs extrêmes ne sont que peu réalistes au regard des gammes de variation affichées par de Lavenne (2013) en Bretagne, et plus tard dans ce manuscrit sur une étude menée au Québec. Nous remarquerons par ailleurs que la vitesse d'origine est très cohérente.

2.3.2 L'erreur de biais

Dans le cas de l'approche à base géomorphologique, le transfert d'une pluie nette peut souffrir de ce type d'erreur si la production des versants est différente entre donneur et cible (biais de production), ou lorsque l'apport pluviométrique est différent (biais sur les volumes). L'inversion du modèle à base géomorphologique permet de se passer de l'estimation de la fonction de production, en faisant l'hypothèse d'une homogénéité spatiale de production au sein du bassin. Cependant, la similitude de production entre bassins est un point difficile à quantifier, et l'on se confronte ici à la question fondamentale de l'hydrologie non-jaugée : quelles caractéristiques ou quel ensemble de caractéristiques sont susceptibles de distinguer deux bassins et d'apprécier leur similarité ?

Le biais de production

Le biais de production est une problématique fondamentale pour la transposition d'une pluie nette. En effet les versants fonctionnent de manière très hétérogène, la transposition de la pluie nette d'un bassin vers un autre n'a de sens que si le système de production est similaire. C'est la question principale de la similarité hydrologique, adressée notamment par la communauté PUB. En cas d'absence d'information de similarité, nous pouvons néanmoins avoir recours à une simulation d'ensemble afin d'observer le comportement moyen des différentes sources. Dans le cas de la modélisation inverse à base géomorphologique, une simulation d'ensemble consiste à estimer plusieurs chroniques de pluies nettes par inversion issues de différents donneurs et de transposer chacune de ces chroniques de pluie nette vers la cible (figure 2.9). Ce cas de figure illustre très bien les différences de fonctionnement entre les bassins. La simulation d'ensemble permet dans ce cas de figure d'obtenir un comportement moyen très proche du débit observé. Cette méthode ne sera cependant presque jamais meilleure qu'une transposition depuis le meilleur donneur.

Le biais pluviométrique

La pluie nette est une variable transposable dérivée du débit dans le sens inverse, ou de la pluie brute dans le sens direct. Bien que signal de pluie nette et signal de pluie brute soient dissociés, il existe forcément une relation entre ces deux variables, l'une d'entrée, l'autre de sortie. Ainsi une transposition d'une pluie nette entre deux bassins n'ayant pas reçu la même quantité de pluie brute induit un biais. Cette question est déjà abordée par Cudennec (2000), de Lavenne (2013) sous la forme de la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle du champ de pluie et à l'échelle de l'événement. Les auteurs y montrent l'importance de cette information dans un contexte hydrologique favorisant les écoulements de type Hortonien, tel qu'étudié en Tunisie,

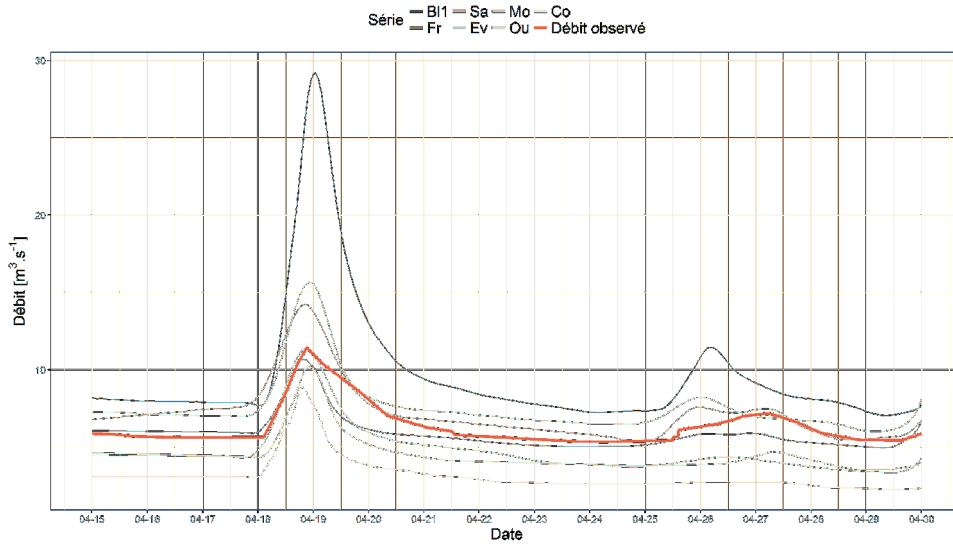


FIGURE 2.9 – Simulation d'ensemble vers le Blavet à Plelauff (BI2) depuis les 7 autres bassins entre le 15 avril et le 30 avril 2015.

mais sans effet en climat océanique Breton. Cette observation conforte l'idée de la grande variété des processus de production à l'échelle du versant. Plus généralement, sur des échelles de temps supérieures à l'événement, il persiste la question de l'état hydrique du sol résultant de la pluviométrie totale sur une période donnée, et de la pluie totale elle-même (volume entrant). Ainsi si une différence de pluviométrie s'observe entre bassins donneur-cible, cela sera répercuté sur la pluie nette et enfin sur le débit. Cette sous-section a pour but d'explorer la question du biais pluviométrique. La correction de la pluie nette R_n' est proposée selon l'équation 2.4 par calcul du ratio de pluie brute sur une période τ . Ainsi, plus τ est faible, plus la correction suit la dynamique de la pluie brute.

$$R_n'(t) = R_n(t) \cdot \frac{\sum_{i=t-\tau}^t R_{cible}(i)}{\sum_{i=t-\tau}^t R_{donneur}(i)} \quad (2.4)$$

La figure 2.10 indique l'effet de la correction de la pluie nette sur la transposition finale pour différentes valeurs de τ , en comparaison de la simulation témoin (NSE=0,74). Les meilleurs résultats de simulation, tous critères confondus, sont obtenus pour des valeurs de τ comprises entre deux semaines (NSE=0,8) et un mois (NSE=0,81). Une correction avec une valeur de τ égale à la durée totale de simulation améliore également les résultats (NSE=0,78), bien que cela soit moins significatif, confortant l'idée que l'écart pluviométrique entre deux bassins est une information non négligeable à prendre en compte si disponible. Une correction établie sur des valeurs de τ inférieures à une semaine montre localement des anomalies importantes. Les NSE obtenus pour un τ respectivement égal à une semaine et trois jours sont égaux à 0,76. Ces valeurs de τ sont trop proches des temps caractéristiques du bassin et sont décorréliées du débit. Ce résultat permet de montrer l'importance de la prise en compte du volume de pluie entrant dans le bilan hydrologique des deux bassins donneur/cible. Les valeurs optimales de τ observées ici pour ce couple de bassin ($2\text{semaines} < \tau < 1\text{mois}$) ne sont néanmoins pas

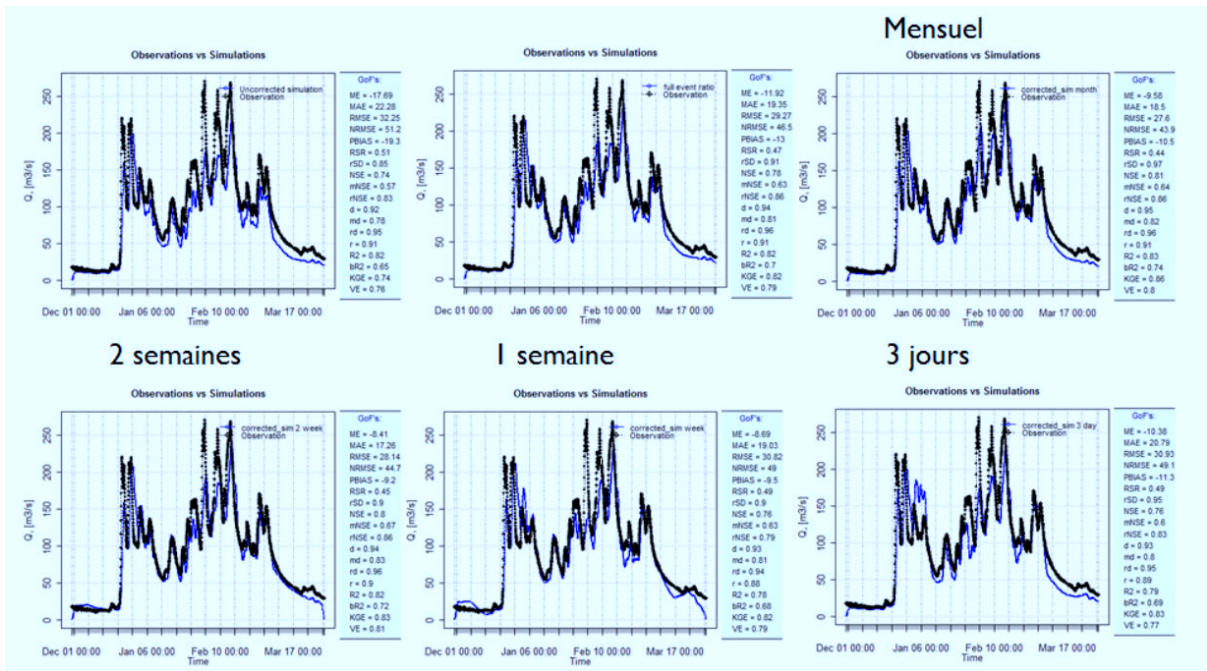


FIGURE 2.10 – Prise en compte de la variabilité pluviométrique en transposition d'une pluie nette

généralisables. Une étude par couples de bassin plus approfondie pourrait être efficace dans un cadre opérationnel.

2.3.3 Conclusion partielle

Dans cette section nous avons cherché à quantifier certaines sources d'incertitudes impliquées dans la modélisation hydrologique à base géomorphologiques et son inversion.

1. La qualité du MNT, définie par sa résolution et sa précision altimétrique.
2. L'erreur de variance issue du paramétrage ou d'une structure de modèle trop approximative.
3. L'erreur de biais issue d'un fonctionnement hydrologique différent, de conditions hydrologiques différentes, ou d'un forçage climatique différent entre le bassin donneur et le bassin cible.

Les paramètres d'inversion, le paramètre vitesse et la fonction de transfert sont des sources d'erreur de variance. Les résultats ont montré que l'approche d'inversion à base géomorphologique apporte une solution fiable à cet égard en prouvant sa robustesse et sa flexibilité. Si l'objectif est de transposer un hydrogramme vers un petit bassin versant de tête, une augmentation de la résolution ou tout simplement de la qualité du MNT peut s'avérer être une plus-value, alors que l'erreur globale liée à la paramétrisation du modèle est faible en toute mesure. La pluviométrie est une source d'erreur de biais. Une correction par le ratio de pluviométrie s'est avérée efficace pour améliorer les résultats de simulations sur le couple de bassins utilisé, tant que la période considérée pour le calcul du ratio est supérieure à la semaine.

La difficulté principale identifiée dans l'approche de transposition d'hydrogramme reste avant tout le choix du donneur adéquat à la cible.

2.4 Sortir du contexte Breton : efficacité de la simulation dans différentes configurations de bassins versants Québécois

Le région Québécoise et le Canada en général diffèrent des contrées étudiées jusqu'à présent du point de vue hydroclimatique et géographique. En effet, le Canada dispose de larges zones naturelles où l'impact anthropique est faible voire inexistant. La région étudiée dans cette section est située à l'interface entre le bouclier canadien, un socle de roches magmatiques, et les Basses Terres du Saint-Laurent sédimentaires. Cette étendue est donc intéressante de part sa séparation en deux zones distinctes, la première homogène, la seconde hétérogène.

Cette section a fait l'objet d'un article soumis à Journal of Hydrology, inséré plus bas dans ce manuscrit.

2.4.1 Le régime pluvio-nival et la pluie nette

La pluie nette est une variable complexe du fait de la diversité des sources qui l'alimentent, non mesurables, et de leurs dynamiques propres. Ainsi, selon le contexte hydrologique d'étude, sa signification physique est bien différente. L'étude menée en Tunisie aborde l'hydrologie en milieu semi-aride, caractérisée par des cours d'eau à sec l'essentiel de l'année mais soumis à des

phénomènes convectifs intenses engendrant de fortes crues. Les pluies associées sont à l'origine d'un dépassement de la capacité d'infiltration des sols favorisant l'écoulement Hortonien. Dans ce contexte précis, la pluie nette issue du versant est très corrélée temporellement à la dynamique de la pluie. La difficulté principale de la transposition d'hydrogramme vient alors surtout de : 1) la variabilité du volume de pluie entre le bassin donneur et le bassin cible ; 2) la variabilité spatiale du champ de pluie. Le climat tempéré océanique Breton est à l'inverse caractérisé par des pluies de faible intensité plus régulièrement espacées au cours de l'année, se traduisant par une alimentation des nappes phréatiques ainsi qu'un développement de la végétation plus important.

Le climat Québécois se démarque encore du climat Breton, pourtant aux mêmes latitudes, et montre des effets saisonniers très contrastés. Ces derniers imposent de nouvelles interprétations de la pluie nette. Ces saisons sont discutées dans les sections suivantes, et sont distinguées à partir de la réponse hydrologique des bassins versants dont un exemple est donné dans la figure 2.11.

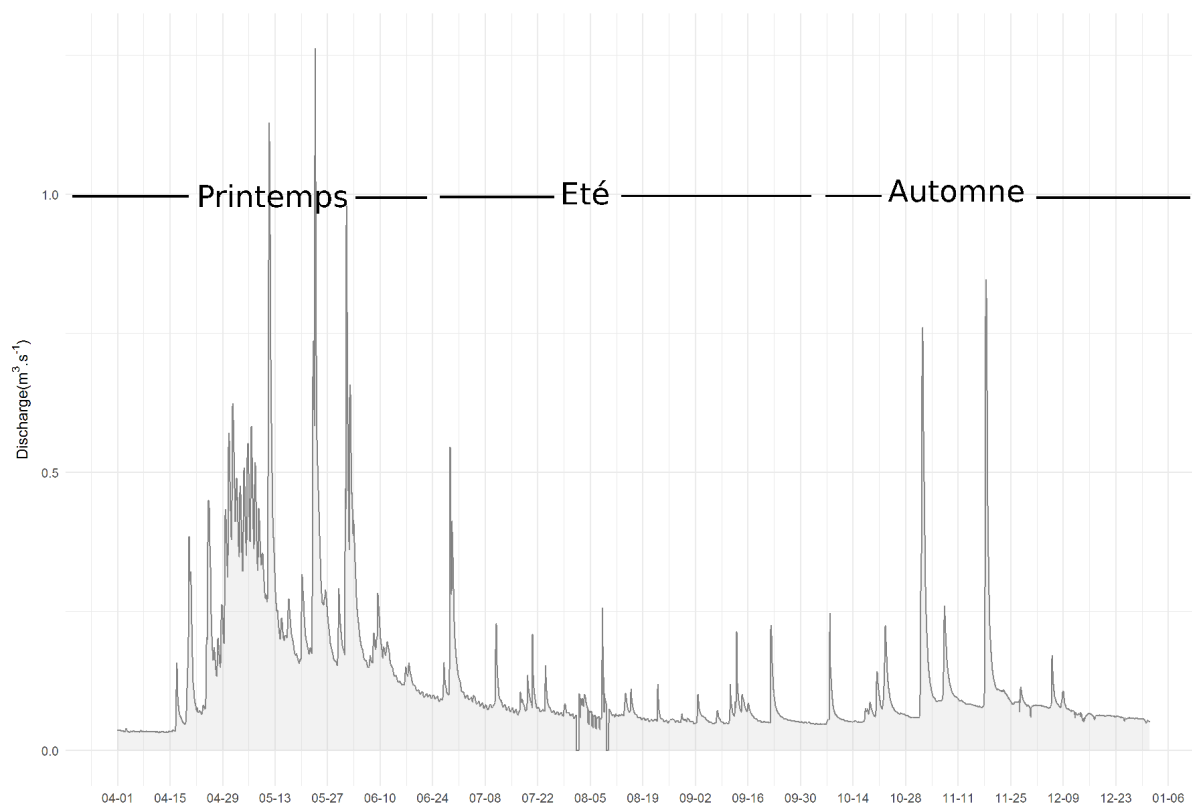


FIGURE 2.11 – Saisonnalité hydrologique au Québec, exemple de la rivière des Eaux volées dans la forêt de Montmorency (4 km^2) pour l'année 2013. Voir article Journal of Hydrology.

Saison hivernale

Entre novembre et fin mars, les températures favorisent les précipitations solides. Le stock de neige se constitue progressivement et la pluie nette est alors fournie uniquement par la nappe. Cette saison se traduit par des débits d'étiage. Les stations hydrométriques sont par ailleurs

généralement fermées à cette période, à cause du déplacement d'embâcles glacées.

Saison de fonte

A partir d'avril, le réchauffement météorologique progressif entraîne la fonte du manteau neigeux accumulé en hiver. A l'effet diurne/nocturne (effet sinusoïdal visible sur l'hydrogramme), s'ajoutent également les premières précipitations sous forme de pluie, occasionnant les crues printanières. La reprise des écoulements dans la rivière est un mélange de différentes contributions (fonte, nappe, ruissellement de surface). A l'échelle de l'année hydrologique, cette saison correspond à la période de hautes eaux et se termine au courant du mois de juin selon l'épaisseur du manteau neigeux.

Saison estivale

La saison estivale débute lorsque le manteau neigeux a complètement disparu, entraînant une chute notable des débits par perte de la contribution de fonte. La saison estivale s'identifie par un deuxième étiage. Mais à la différence de la saison hivernale cette saison est caractérisée par des événements pluvieux convectifs, apportant sur un sol généralement sec des cumuls de pluie de forte intensité et spatialement très hétérogènes. La pluie nette est alors dépendante du taux de remplissage des différents compartiments hydrologiques et leur connectivité, et diffère rapidement selon la localisation. Cette saison se termine lorsque l'équilibre du bilan hydrologique s'inverse, généralement autour de fin octobre.

Saison automnale

La saison automnale se caractérise par une légère augmentation du débit de base, mais surtout par des crues importantes résultant de phénomènes pluvieux synoptiques et durables. La pluie nette est ici proche de ce qui s'observe en hiver et au printemps en Bretagne. Le début des précipitations neigeuses marque la fin de cette saison.

Les bassins versants étudiés

Les bassins versants étudiés sont pour l'essentiels indépendants les uns des autres et constituent dans ce cas un jeu de données de transposition intéressant dans l'objectif de la recherche de similarité de fonctionnement. Dans cet ensemble de bassins figurent ceux de la forêt de Montmorency. La forêt de Montmorency est unique dans la mesure où peu de bassins jaugés Québécois proposent un tel niveau d'emboîtement. Ainsi, avant de se déverser dans le Saint-Laurent, la rivière Montmorency (1140 km²) englobe les emboîtements Montmorency (265 km²), les Eaux Volées (4 et 9 km²), les Aulnais (1 et 4 km²). A la différence de la plupart des bassins versants Français, la rivière Montmorency est très faiblement impactée par l'homme et permet des comparaisons d'effet d'échelle dé-biaisées en ce sens. En dehors de ce contexte particulier, 3 autres emboîtements sont disponibles. La rivière Bras du Nord (642 km²) est un affluent de la rivière Saint-Anne (1540 km²), la décharge du lac Clair (2 km²) s'écoule vers

Ontaritzi (223 km²) et la rivière Nelson (60 km²) contribue aux eaux de la Saint-Charles (366 km²). L'intégralité de ce jeu de données est décrit plus en détail dans l'article inséré ci-après.

2.4.2 PUB in Québec : A robust geomorphology-based deconvolution-reconvolution framework for the spatial transposition of hydrographs

Soumis le 27 Septembre 2018 et accepté le 15 Décembre 2018 par Journal of Hydrology.

PUB in Québec: A robust geomorphology-based deconvolution-reconvolution framework for the spatial transposition of hydrographs

Stéphane Ecrepont¹, Christophe Cudennec¹, François Anctil², Anne Jaffrézic¹

¹UMR SAS, AGROCAMPUS OUEST, INRA, 35000 Rennes, France

²Department of Civil and Water Engineering, Université Laval, Québec, QC, Canada

Correspondence to stephane.ecrepont@inra.fr

Highlights

- Successful geomorphology-based discharge prediction on snow influenced catchments.
- Model efficiency governed by both structural and circumstantial effects.
- Ghosh distance between catchments characterizes transposition configurations.
- Performances in pseudo-ungauged catchments open options for ungauged catchments.

Abstract

The flexibility and parsimony of transpositioning hydrographs using geomorphology-based deconvolution-reconvolution frameworks is particularly adapted to prediction in ungauged basins. Although already tested in semi-arid and oceanic-temperate hydro-climates, its predictions must be reproducible in a variety of hydrological contexts. The present study explores the nivo-pluvial hydrological regime using geomorphology-based hydrograph transposition between 21 gauged catchments ranging from 1.1 to 4466.4 km² in Québec, Canada, and constitutes a case study in prediction in ungauged basins. Three metrics were used to assess model performance for each donor-target pair: Nash Sutcliffe Efficiency (NSE), NSE calculated for the square root of discharge (NSE_{sqrt}), and Volumetric Efficiency. The classic transposition of hydrographs using the specific discharge ratio, used as a reference, was almost always outperformed by the geomorphology-based approach. Good but seasonally variable performance values were obtained for several pairs of catchments, revealing simultaneous structural and situational effects. The difference in size, the physical distance between the gauged donor and its target ungauged catchment, and the season influenced the performance of the geomorphology-based transposition.

Keywords

Ungauged basin; Geomorphology; Hydrograph transposition; Scaling; Seasonality; Nivo-pluvial regime

1. Introduction

Prediction in Ungauged Basins (PUB), as an agenda-setting theme (Sivapalan et al., 2003), has triggered important methodological progress (Blöschl et al., 2013; Hrachowitz et al., 2013b) and practical advances (Pomeroy et al., 2013; Spence et al., 2013). Elementary and synthetic developments

have been achieved, especially in terms of general understanding; similarity assessment and classification; and flexible hierarchical modelling approaches applied to annual and seasonal runoff, flow duration curves, low flows, and floods. Nevertheless, beyond the end of the International Association of Hydrological Sciences 2003-2012 decade on PUB, some methods remain to be explored, improved, or adapted to other hydrological settings. Key paths of further progress include comparative hydrology; transfer of knowledge from experimental catchments to data-scarce areas; and flexible approaches across contexts and scales, temporal variability, and densities of data availability (Blöschl et al., 2013; Hrachowitz et al., 2013a; Sivakumar, 2007). Runoff hydrographs remain particularly critical as they encompass the full temporal pattern of catchment hydrology and constitute the composite of all signatures and variabilities (McMillan et al., 2017; Parajka et al., 2013). In particular, robust simulation of discharge remains challenging at infra-daily time steps over long periods for different sizes of catchments, due to event-level, seasonal, or interannual hydrometeorological variability.

Within the general geomorphology-based unit hydrograph framework (Cudennec et al., 2004; Franchini and O'Connell, 1996; Rigon et al., 2016; Rodríguez-Iturbe and Valdés, 1979), the family of methods, which derives a transfer function from easily observable geomorphometric width and area functions (Cudennec, 2007; Kirkby, 1976; Robinson et al., 1995; Snell and Sivapalan, 1994; Surkan, 1969), opens modelling opportunities which exploit an explicit structure, low calibration requirements, and flexibility. For instance, Cudennec (2000) and Boudhraâ et al. (2006, 2009) explored geomorphology-based transfer functions of water through the river network down to the outlet of the catchment. Inversion of a transfer function deconvolutes the outlet discharge series into a space-averaged net rainfall series, defined here as the hillslope response to a rainfall impulse, i.e. the water flowing through the hillslope-river interface (Boudhraâ et al., 2018; Formetta et al., 2011; Gupta and Mesa, 1988; Robinson and Sivapalan, 1996; Wang et al., 1981). The inversion has been operationalized further (Menke, 1989; Tarantola, 1987; Tarantola and Valette, 1982) with verification of the statistical distribution of errors, testing of several *a priori* options for initialization, and sensitivity analysis of parameters (Boudhraâ et al., 2018; de Lavenne et al., 2015). Simulating the discharge series at another outlet thus becomes possible by 1) assuming that the net rainfall series can be spatially transferred or generalized from one or several (here one) gauged donor catchments to an ungauged target catchment, based on nesting, neighbouring, or similarity configurations; 2) estimating the geomorphology-based transfer function of the ungauged catchment, and 3) convoluting these net rainfall series and the transfer function. Applications in the context of PUB require robustness and parsimony of both the deconvolution and convolution steps. These qualities are obtained by assuming linearity of the transfer functions used for the donor and target catchments, which corresponds to an assumption and estimation of average flow velocity through the river network of a given catchment, and the exclusion of hydraulic and geomorphological dispersions. Fig. 1 summarises the two-step process.

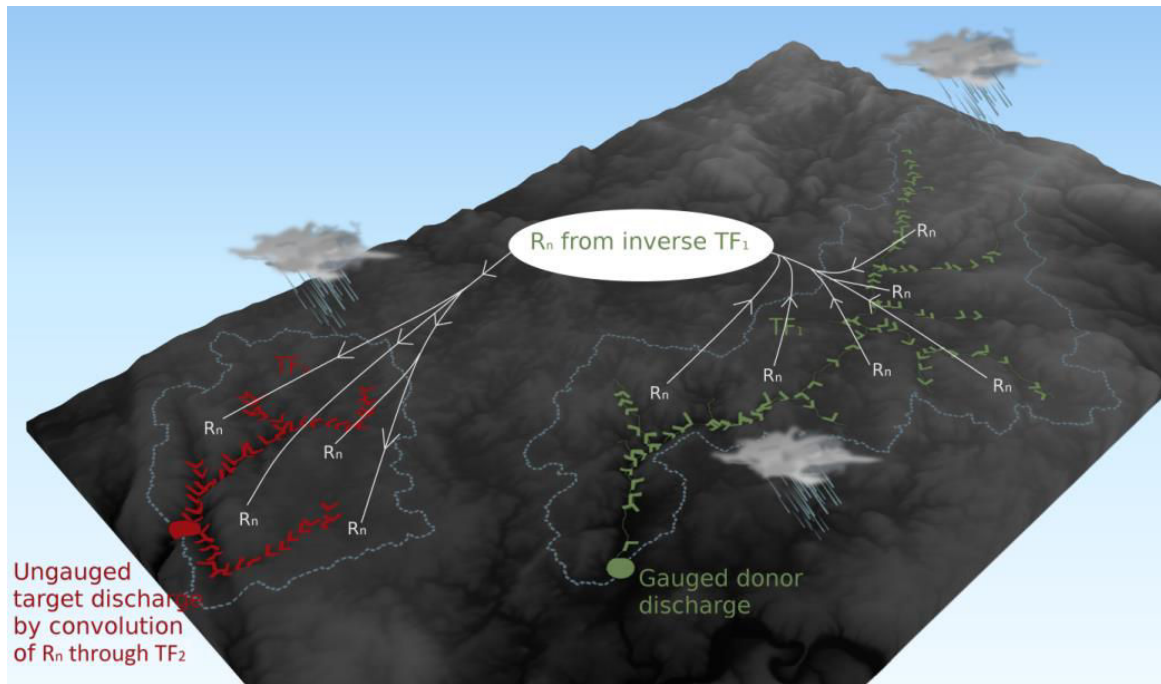


Figure 1. Diagram of geomorphology-based inversion-transposition of a hydrograph. The spatially-averaged net rainfall series (R_n) is estimated from deconvoluted discharge using the inversion of the transfer function (TF) of the gauged catchment (TF_1). It is then transposed to the ungauged catchment and convoluted using the ungauged TF (TF_2). Arrows indicate the direction of deconvolution (from downstream to upstream) and convolution (from upstream to downstream).

To date, this framework has been applied to two contrasting hydrological settings: semi-arid Tunisia and humid temperate France, relying on dense gauging networks and configurations, in which some gauged catchments were considered as pseudo-ungauged ones to provide blind references. The Horton-type rainfall-runoff dynamics of semi-arid Tunisia allowed for initial development of the framework due to the region's simple hillslope dynamics (Boudhraâ et al., 2018; Bull and Kirkby, 2002; Merheb et al., 2016) and simple characteristic time of events on small catchments up to several tens of km² in area (Nasri et al., 2004b). Yet the approach still faces challenges for larger catchments or areas (Chargui et al., 2013; Cudennec et al., (2005, 2016; Feki et al., 2012; Kingumbi et al., 2005), such as rainfall variability in space and time, and effects of infrastructure such as soil and water conservation installations and small dams (Lacombe et al., 2008; Nasri et al., 2004a; Ogilvie et al., 2016, 2018). A more systematic application in humid temperate Brittany, France, allowed further exploration of the articulation of hillslope-river network compartments, and hence the physical significance of the net rainfall signal and the strategy for pairing donor and target catchments or groups of catchments (de Lavenne et al., 2015), such as those of a coastal bay (de Lavenne and Cudennec, 2014). Geomorphology-based transposition was also applied to the Loire River catchment (the largest one in France, ca. 110,000 km² at Mont-Jean-sur-Loire before tidal influence) and its related tributaries (de Lavenne et al., 2016). Using the mean net rainfall series estimated from the five closest catchments, results were generally of high quality according to several metrics. In addition, comparison to the top-kriging approach (Skøien et al., 2006) used as a reference showed that, on average, geomorphology-based transposition had similar and sometimes better results, which is promising given its methodological robustness and flexibility in using available data. These applications showed some adaptability to contrasting hydrological contexts and added values in modelling discharge series in (pseudo-) ungauged catchments, as well as limitations of the application domain.

The aim of this study was to apply and assess the relevance of geomorphology-based transposition in yet another hydrological context – Québec, Canada – which differs from previous regions in its hydrological regime, snow influence, physical geography, and gauging configurations. Data from national and academic hydrometric facilities allowed a variety of topological and geometric configurations to be explored. The data set was also excellent for exploring hydrographic and synoptic effects with a clear and homogeneous underlying geography. Hourly simulations were assessed using several metrics, and specific discharge was used as reference for comparison.

2. Materials and methods

2.1. Study area

The northern side of the Saint Lawrence River near Québec City has developed into a geologic interface between the Canadian Shield, composed of hard rocks (mafic-felsic-paragneiss), and the sedimentary Saint Lawrence valley, where carbonates and detrital rocks abound (Fig. 2). This geological setting underlies the land cover distribution, dominated by unmanaged forests and mountainous landscapes in the north and anthropogenic activities in the valley. In the study region, the mean interannual precipitation ranges from 1000 mm to the north, east, and west to 1400 mm in the centre. Due to the topographic configuration and the presence of Gulf of Saint Lawrence and the Atlantic Ocean to the east, the Montmorency forest, north of Québec City, constitutes a ‘hotspot’ of precipitation, despite being relatively homogeneous (Fig. 2).

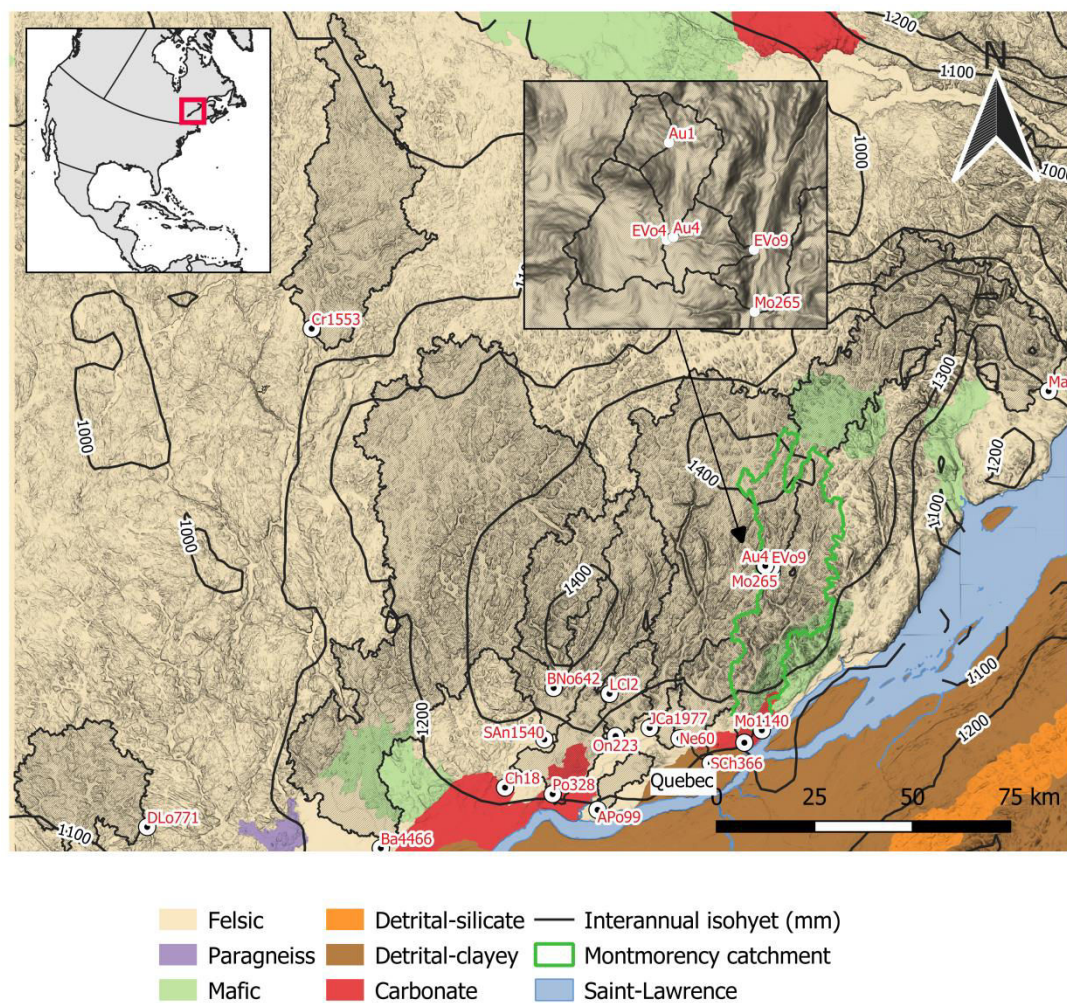


Figure 2. Geological map (MDDELCC and DEB, 2018) of the interface between the Canadian Shield and Saint Lawrence platform, splitting the region into a hard rock area to the north and a sedimentary area to the south. The 21 catchments used in the study are plotted at their outlets (see Table 1 for catchment names). Numbers in catchment codes represent surface areas (km²).

The region is monitored with a configuration of gauging stations on 21 catchments, offering a long-term regional synoptic view of tributaries that flow mostly north-south, and including six nested catchments ranging from 1-1140 km² in the Montmorency River catchment (Tremblay et al., 2008) (Table 1). Codes are composed of initial letters of the full names and surface areas (km²). Most of the catchments are dominated by forests, except for Beauport (Be23), Nelson (Ne60), Aux Pommes (Apo99), and Saint-Charles (SCh366), which are strongly artificial. The Des Aulnaies catchments (Au1 and Au4) also have a larger percentage of forest.

Table 1. Characteristics of studied catchments in order of increasing surface area. **Bold codes identify nested catchments in the Montmorency River catchment (Au1, Au4, EVo4, EVo9, Mo265, Mo1140) and the two immediate neighbours (JCa1977, SCh366).** Land cover data were provided by the MDDELCC and DEB (2018).

Name	Code	Area (km ²)	Mean elevation (m)	Agriculture (%)	Unmanaged forest (%)	Managed forest (%)	Wetland (%)	Water (%)	Artificial (%)
Des Aulnaies	Au1	1.1	859.4	0	37.6	62.4	0	0	0
Décharge du lac Clair	LC12	1.9	303.1	0	79.0	0	0	21.0	0
Des Aulnaies	Au4	3.5	818.9	0.3	70.2	24.7	3.6	0	1.3
Des Eaux Volées	EVo4	3.7	813.2	0	82.2	15.9	1.7	0	0.2
Des Eaux Volées	EVo9	9.0	798.3	0.1	80.5	16.4	2.5	0	0.5
La Chevrotière	Ch18	17.6	119.7	11.8	70.8	5.2	10.2	0.2	1.8
Beauport	Be23	22.6	145.7	5.7	31.6	0.4	0.2	0.3	61.8
Nelson	Ne60	60.1	218.7	7.1	69.7	2.0	4.0	0.6	16.6
Aux Pommes	APo99	98.6	137.3	29.1	51.4	1.1	7.7	0.3	10.5
Ontaritzi	On223	223.0	318.0	3.5	80.9	2.4	3.3	7.6	2.4
Montmorency	Mo265	264.8	857.9	0.0	80.5	11.8	4.2	2.2	1.3
Portneuf	Po328	327.6	165.5	22.7	62.7	1.6	2.7	2.7	7.5
Saint-Charles	SCh366	366.4	306.3	2.6	72.3	1.2	2.2	2.8	18.9
Bras du Nord	BNo642	641.8	568.8	0.6	81.2	10.4	2.8	5.0	0.1
Du Loup	DLo771	771.3	426.3	0	83.0	3.3	4.3	9.2	0.1
Montmorency	Mo1140	1139.8	717.3	0.1	82.9	9.4	2.8	2.5	2.4
Saint-Anne	SAn1540	1540.1	553.6	1.7	81.9	8.2	3.0	4.5	0.8
Croche	Cr1553	1553.4	389.6	0.0	79.6	8.5	6.3	5.1	0.4
Malbaie	Ma1693	1692.8	679.5	0.5	79.9	11.1	2.5	4.8	1.0
Jacques-Cartier	JCa1977	1976.5	716.4	0.5	82.2	7.8	3.7	4.6	1.3
Batiscan	Ba4466	4466.4	383.3	4.1	78.8	4.5	3.8	7.5	1.2

The organization of the study area splits the data set into three parts, according to the rivers that flow into the Saint Lawrence River mostly from the west (Saint Lawrence near Trois-Rivières) or the east (Saint Lawrence at Québec City, Saint Lawrence at La Malbaie) (Fig. 3).

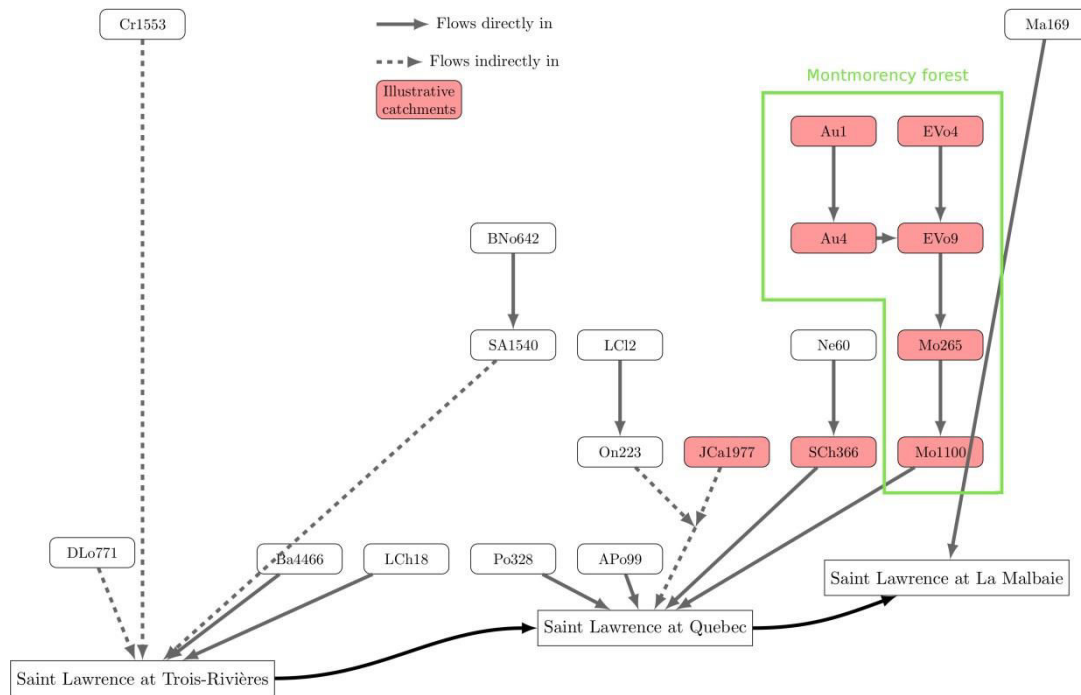


Figure 3. Topological diagram of the 21 catchments studied, according to their location on the study area and the order they flow into the Saint Lawrence. Catchments that are part of the Montmorency nesting configuration and its two immediate neighbours are highlighted in red. See Table 1 for catchment names. Numbers in catchment codes represent surface areas (km²).

2.2. Data

Fifteen-minute streamflow data were obtained from a public web platform maintained by the Québec government (https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/historique_donnees/default.asp). Because of less frequent sampling before 2000, data from 1 April 2000 to 1 December 2016 were chosen. Quasi-continuous data are available after 2005, whereas some gaps appear before then. Winter observations are missing as they were influenced by ice. Geomorphological analysis was based on a 10 m-resolution DEM from the Québec government.

The study area has a humid continental climate. Its catchments are subject to a strong spring freshet and high autumnal flows, typical of a nivo-pluvial hydrological regime. Low flows occur in winter when snow accumulates on the ground and in summer when a dry spell develops during peak evapotranspiration. This contrasts with the French temperate context (de Lavenne et al., 2015, 2016), which has the same latitude as Québec, and even more with the Tunisian semi-arid context (Boudhraâ et al., 2009, 2018).

2.3. Methods

2.3.1. Geomorphology-based transposition of discharge

Hydro-geomorphological analysis followed the approach of previous studies (Boudhraâ et al., 2009; Boudhraâ et al., 2018; Cudennec, 2000; de Lavenne et al., 2015; de Lavenne et al., 2016). For each catchment, water paths from a regular grid of points were identified through the hillslopes and the river network (based on a threshold of 0.25 km²) down to the outlet, using GIS analysis (Aouissi et al.,

2013; Cudennec et al., 2004) based on GRASS 7.4.0 software. Thus the probability density function (*pdf*) of the hydraulic length L (i.e. the length of the path through the river network to the outlet) was assessed at the catchment level. The $pdf(L)$ was then used to establish the transfer function $TF = pdf(t)$ through the river network based on average velocity \bar{v} . Use of an average velocity is consistent with the classic simplifying and parsimonious assumption of linear transfer function through the river network (Beven and Wood, 1993; Blöschl and Sivapalan, 1995; Franchini and O'Connell, 1996; Grimaldi et al., 2012; Robinson and Sivapalan, 1996; Woods and Sivapalan, 1999). This assumption remains especially acceptable for relatively small catchments (<500 km²), where hydrodynamic and geomorphologic dispersions (unknown in ungauged catchments) can be ignored.

Discharge $Q(t)$ [m³s⁻¹] at the catchment outlet can be simulated by convolution between the spatially-averaged net rainfall series $R_n(t)$ [m] over the catchment and the transfer function TF, rescaled by catchment surface area S [m²]:

$$Q(t) = S \int_0^t R_n(t - \tau) \cdot TF(\tau) \cdot d\tau \quad (1)$$

This convolution can also be written as:

$$\mathbf{Q} = \mathbf{TF} \cdot \mathbf{R}_n \quad (2)$$

where \mathbf{Q} is the vector of discharge components (expressed in the same units as rainfall for convenience), \mathbf{TF} the matrix composed of transfer function components, and \mathbf{R}_n the net rainfall vector.

The net rainfall vector is estimated through inverse modelling (deconvolution) of observed discharges \mathbf{Q}_m , in accordance with the model defined by Eq. 2. A solution was found by minimizing the following expression (Boudhraâ et al., 2018; Cudennec, 2000; Menke, 1989):

$$\Phi(\mathbf{Q}, \mathbf{R}_n) = (\mathbf{Q} - \mathbf{Q}_m)^t \mathbf{C}_Q^{-1} (\mathbf{Q} - \mathbf{Q}_m) + (\mathbf{R}_n - \mathbf{R}_n^{apriori})^t \mathbf{C}_R^{-1} (\mathbf{R}_n - \mathbf{R}_n^{apriori}) \quad (3)$$

where Φ is the likelihood function; \mathbf{C}_Q and \mathbf{C}_R covariance matrices of discharge and net rainfall, respectively (given by Eq. 5 and 6); $\mathbf{R}_n^{apriori}$ the vector of *a priori* net rainfall components; and t the symbol of a transposed matrix. Statistical distributions of both $(\mathbf{Q} - \mathbf{Q}_m)$ and $(\mathbf{R}_n - \mathbf{R}_n^{apriori})$ were assumed to be normal and unbiased. Eq. 2 being a linear model, the solution satisfied:

$$\mathbf{R}_n = \mathbf{R}_n^{apriori} + \mathbf{C}_R \mathbf{TF}^t (\mathbf{TF}^t \mathbf{C}_R \mathbf{TF} + \mathbf{C}_Q)^{-1} \mathbf{Q}_m - \mathbf{TF} \mathbf{R}_n^{apriori} \quad (4)$$

Menke (1989) described the stability, convergence, and uniqueness of the solution of such nonlinear problems in generic terms, and the geomorphology-based linear transfer function has been specifically assessed (Boudhraâ et al., 2009; Boudhraâ et al., 2018; Cudennec, 2000).

Eq. 3 and 4 introduce a *priori* information, formed by vector $\mathbf{R}_n^{apriori}$ and its associated covariance matrix \mathbf{C}_R , along with the level of confidence to be ascribed to this knowledge. According to Boudhraâ et al. (2018), who tested multiple options, the *a priori* net rainfall $\mathbf{R}_n^{apriori}$ to use is the specific discharge at the outlet of the catchment translated upstream along the time axis by the mean catchment lag time. The lag time is approximated from the mean hydraulic length divided by the characteristic velocity.

Observations suffer from measurement error, defined by the following covariance:

$$cov[Q_m(i), Q_m(j)] = \sigma_Q(i) \sigma_Q(j) \exp \left[-\frac{1}{2} \left| \frac{(i-j)\Delta t}{T_Q} \right|^2 \right] \quad (5)$$

where the standard deviation (SD) $\sigma_Q(i)$ of discharge measurement error is a linear function of discharge, according to parameters A_Q and B_Q : $\sigma_Q(i) = A_Q \cdot Q_m(i) + B_Q$. The covariance expression is consistent with the hypothesis of a normal distribution, and T_Q stands for the decorrelation time of discharge errors.

Uncertainties in net rainfall are also estimated by \mathbf{C}_R , the covariance matrix of errors between *a priori* net rainfall $\mathbf{R}_n^{\text{apriori}}$ and true (unknown) net rainfall. The covariance is assumed to follow an exponential model:

$$\text{cov}[R_n(i), R_n(j)] = \sigma_R(i)\sigma_R(j)\exp\left[-\frac{1}{2}\left|\frac{(i-j)\Delta t}{T_R}\right|^2\right] \quad (6)$$

where the SD $\sigma_R(i)$ of net rainfall error is a linear function of net rainfall, according to parameters A_R and B_R : $\sigma_R(i) = A_R \cdot R_n(i) + B_R$. The covariance expression is consistent with the hypothesis of a normal distribution, and T_R stands for the decorrelation time of residuals between the *a priori* and true net hyetographs.

In this study, we used robust and versatile parameter values identified from a systematic sensitivity analysis (Boudhraâ et al., 2018; de Lavenne et al., 2015; de Lavenne et al., 2016) which equal 0.9, 0.15, 0.001, 0.01, 20 (min), and 1 (min) for A_R , A_Q , B_R , B_Q , T_R , and T_Q , respectively.

2.3.2. Velocity

The velocity of water flow through the river network was calculated for each rainfall event recorded. To prepare the data for PUB, velocity was regionalized based on all flood events in the data set (21 catchments from 2000-2016), following de Lavenne (2013), with slight adjustments in parameterization for consistency with the data set and its hydrological context. An event was detected if the slope of the rising limb of the hydrograph exceeded $0.25\% \text{ h}^{-1}$ and if the volume of water displaced during the event exceeded 0.01 mm. For every event detected, the rising time was extracted, which allowed calculation of event mean velocity vs. the mean hydraulic length \bar{L} of the catchment. The distribution of velocities across seasons for the 21 catchments was ultimately analysed to estimate regional velocity.

2.3.3. Systematic approach

Although the main purpose of geomorphology-based hydrological modelling is to simulate discharge at the outlet of ungauged catchments, the present study explores a pseudo-ungauged approach to allow comparison with observations (Fig. 2). To simulate a target pseudo-ungauged catchment from a donor gauged catchment, a systematic approach was used involving all 21 gauged catchments. For spring, summer, and autumn seasons, and the 2000-2016 period, each of the catchments was used as the donor to, and then as the target of, all other catchments. This approach yielded 420 donor-target combinations. Unlike de Lavenne et al. (2016), who used the five closest donors to estimate a mean net rainfall series, and knowing the lower size and density of the gauging network considered, we chose to follow a one-to-one approach to investigate successful pairs.

To assess simulation quality, transposition of specific discharge was used as a reference (Eq. 7):

$$Q_t = Q_d \left(\frac{S_t}{S_d} \right) \quad (7)$$

where Q_t is the simulated discharge in the target catchment and Q_d the source discharge in the donor catchment. S_t and S_d are areas of the target and donor catchments, respectively.

It assumes a linear relationship between discharge and catchment area, and homogeneity of runoff generation in the donor and target catchments (Archfield and Vogel, 2010; Gianfagna et al., 2015; Karlsen et al., 2016). The geostatistical top-kriging approach (Skøien et al., 2006), used as a reference by de Lavenne et al. (2016) in the Loire River catchment (110,000 km², 389 gauging stations), could not be used as a reference in the present study because of the lower gauging density in Québec.

Geomorphology-based transposition was first applied to the Montmorency catchment, which contains 6 gauging stations that monitor nested catchments ranging from 1-1140 km². As a thorough test case, 2013 was examined in detail as it had marked discharge fluctuations.

2.3.4. Verification metrics

Three goodness-of-fit metrics were calculated. To assess goodness-of-fit from geomorphology-based and specific discharge transpositions consistently, metrics were calculated only when observed discharge (Q_{obs}) and simulated discharge (Q_{sim}) were available, although missing values were plotted on hydrographs. Values were missing in early spring and late autumn in particular, when gauging stations were closed, and during some summer low flows.

Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) (Nash and Sutcliffe, 1970), a common metric used to assess hydrological model performance, was calculated:

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum(Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (8)$$

NSE ranges from $]-\infty; 1]$, equalling 0 when the model is as accurate as the mean of the observed discharge and 1 when the model provides a perfect fit. The NSE emphasises high flows as it is based on the mean squared error, which makes it sensitive to large errors (Muleta, 2012). A variant of the NSE, calculated for the square root of discharge (NSE_{sqrt}), was also calculated as it provides a compromise between emphasis on high or low flows (Oudin et al., 2006; Seiller et al., 2017):

$$NSE_{sqrt} = 1 - \frac{\sum(\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{sim,i}})^2}{\sum(\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{\bar{Q}_{obs}})^2} \quad (9)$$

Volumetric Efficiency (VE) (Criss and Winston, 2008) was also calculated as it estimates the bias in volume:

$$VE = 1 - \frac{\sum|Q_{obs} - Q_{sim}|}{\sum Q_{obs}} \quad (10)$$

VE has as same range and interpretation as NSE and NSE_{sqrt} .

To qualify metrics values, four classes were chosen for each criterion: “very good” when >0.66 , “good” when 0.33-0.66, “average” when 0-0.33 and “poor” when <0 . The terms “functioning pairs” and “failing pairs” are also used to describe pairs of donor-target catchments with “very good” or “poor” values for all metrics, respectively.

To compare the overall quality of the geomorphology-based transposition among metrics and catchments, heatmaps (Guttman, 1950; Sneath, 1957) were constructed and reordered according to the Ghosh distance of each catchment from the most south-westerly catchment, Du Loup (DLo771).

2.3.5. Ghosh distance-based statistical analysis

The Ghosh distance (Ghosh, 1951), which estimates a distance between two spatially gridded polygons, was estimated using the ‘rtop’ package (Skøien et al., 2014) of the R environment (R Development Core Team, 2017) for the 420 donor-target combinations. It was used to quantify the geometry of the 6 nested catchments and their neighbours to further analyse the quality of transpositions. A continuous and integrative method called “integrative function” was developed to assess model performance according to the Ghosh distance. Assuming a vector of metric C values $C = (C_1, \dots, C_i, \dots, C_n)$ ordered by increasing Ghosh distance, the following function f was applied to each i^{th} position:

$$f_{int}(i) = f(C(C_1, C_2, \dots, C_i)) \quad (12)$$

where f is the mean or the SD. The purpose of this integrative function is to assess the overall trend of metrics as Ghosh distance increases.

Ghosh distance was used to compare seasonal differences in hydrological behaviour.

3. Results

Results are organized into five sections: 1) regionalization of the characteristic velocity, 2) analysis of hydrograph transpositions comparing geomorphology-based transposition and specific discharge, 3) overall comparison of both approaches, 4) identification of heterogeneous behaviours for the entire catchment data set, and 5) seasonal behaviours and physical significance of net rainfall based on the Ghosh distance.

3.1. Regionalization of river flow velocity

A total of 19,894 rainfall-runoff events were identified from 1 April 2000 to 1 December 2016. A non-linear relationship between characteristic velocity and mean hydraulic length existed which was represented well with power-law regressions with similar coefficients (Fig. 4). Root mean squared errors equalled 0.320, 0.302, and 0.419 m.s⁻¹ for spring, summer, and autumn, respectively. Median velocities ranged from 0.005-2.392 m.s⁻¹. At the event scale, stream velocity varied by a factor of 2.2 to 5.8 from the 10th to 90th quantiles, respectively, depending on the catchment. Velocity remained remarkably stable for each catchment around the median and across the three seasons (Fig. 4).

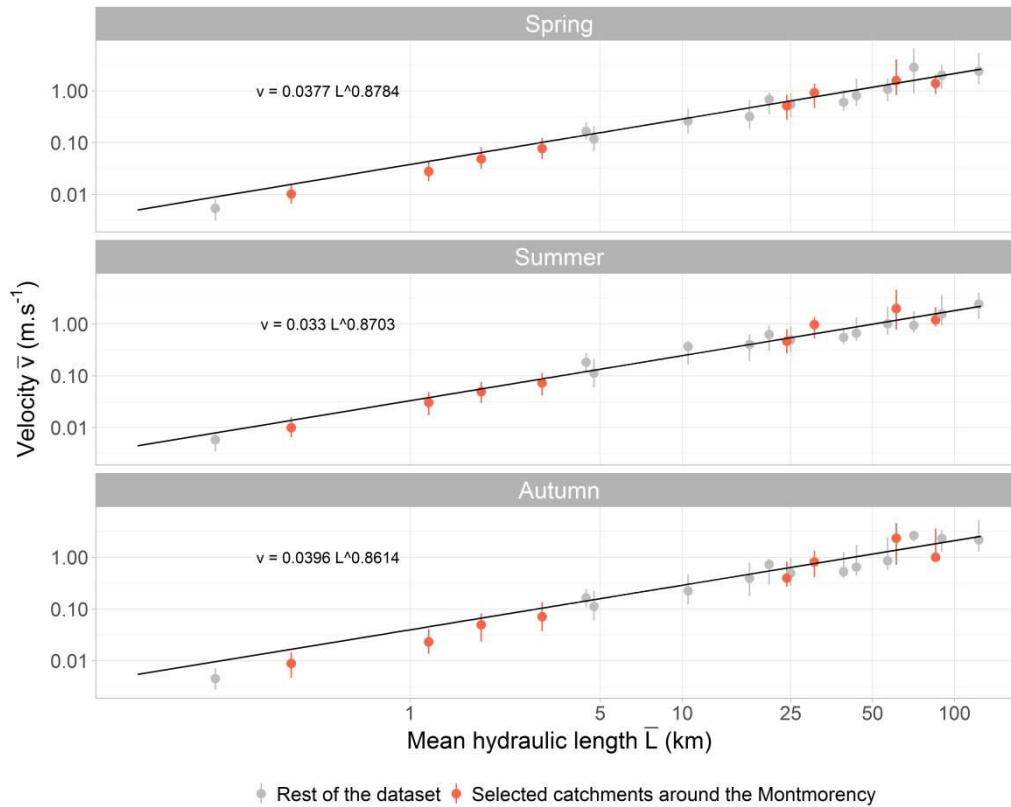


Figure 4. Velocity estimated by extracting the hydraulic length and rising time from 19,894 rainfall-runoff events in spring, summer, and autumn. Point range plots describe inter-event variability for each catchment; error bars represent 10th and 90th quantiles, while points are medians. Power law regression is drawn for each season, where \bar{v} is the median velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) across the river network of the catchment considered and \bar{L} the mean hydraulic length (km).

3.2. Comparison of hydrographs obtained from geomorphology-based (Q_g) and specific-discharge (Q_s) transposition

3.2.1. Montmorency catchment

When examining small neighbouring catchments Des Aulnaies (Au4) and Des Eaux Volées (EVo4), transposition was worse depending on the season and was sometimes “average” or “poor”, despite their proximity and similar size (Fig. 5). Geomorphology-based and specific-discharge transposition yielded similar results. Both approaches resulted in higher NSE and NSE_{sqrt} in the direction $\text{EVo4} \rightarrow \text{Au4}$ than $\text{Au4} \rightarrow \text{EVo4}$. VE was similar and “very good” in both directions, but the other metrics, especially NSE, were “average” or “poor” for $\text{Au4} \rightarrow \text{EVo4}$. A seasonal pattern appeared with an underestimation of discharge in spring and late autumn (snowmelt and wet seasons) in the direction $\text{EVo4} \rightarrow \text{Au4}$ but overestimation in summer and early autumn (dry season). When switching donor and target catchments, the inverse occurred. These two 4 km² catchments are nested within EVo9, Mo265 and Mo1140. The opposite bias observed between EVo4 and Au4 can be combined to yield more accurate predictions.

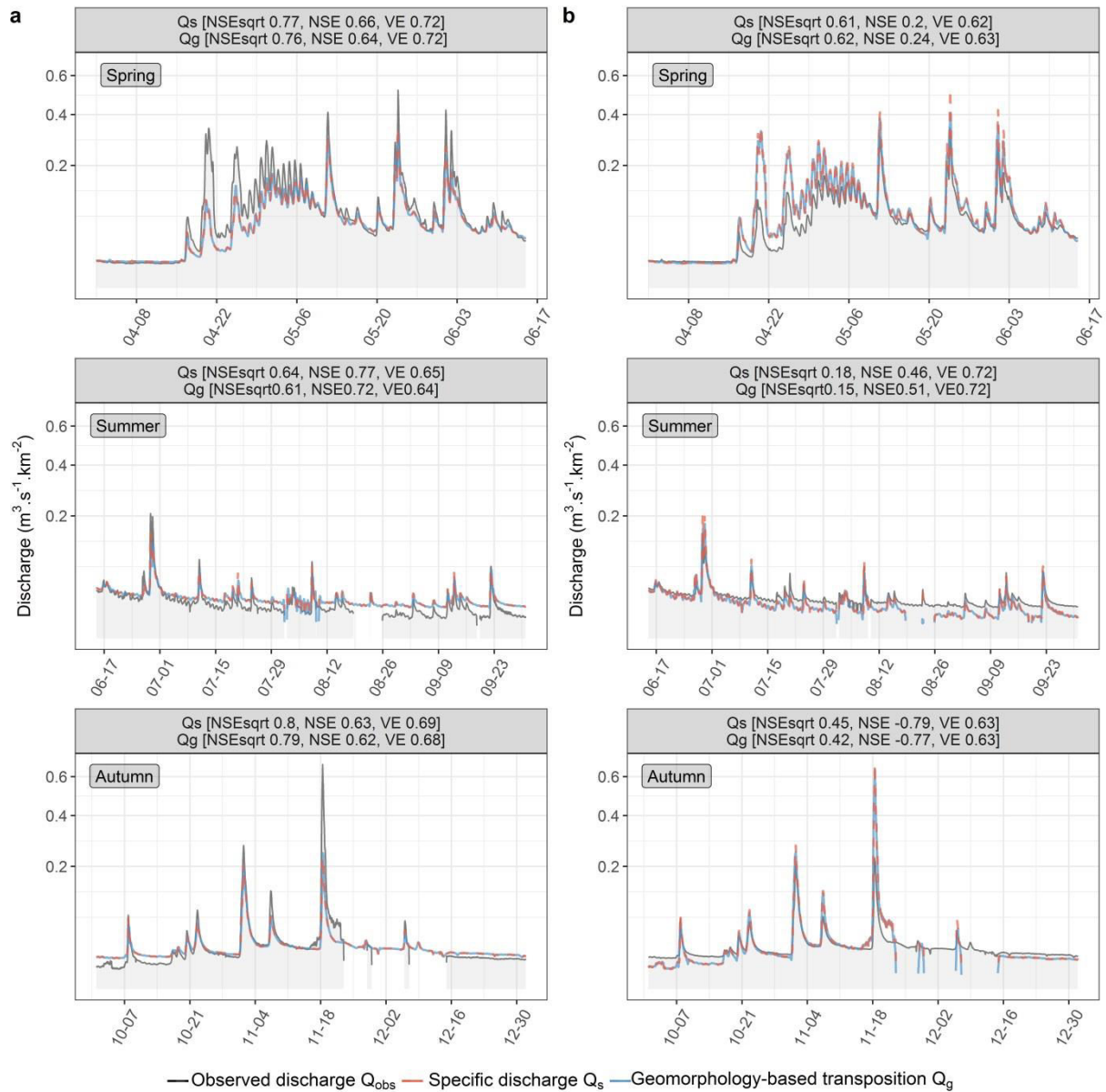


Figure 5. Observed discharge vs. discharge simulated by geomorphology-based transposition (Q_g) or specific-discharge transposition (Q_s) of two small neighbours from the Montmorency catchments: (a) EV04→Au4 and (b) Au4→EV04 in 2013 and their goodness-of-fit metrics – Nash Sutcliffe Efficiency (NSE), NSE calculated for the square root of discharge (NSE_{sqrt}), and Volumetric Efficiency (VE) – in spring, summer, and autumn.

Within the Montmorency catchment, both heterogeneous catchments Au1 and EVo4 were transposed to downstream nested catchments (summarized in Figure 6). Regardless of season and the metric, as target size increased, specific-discharge transposition increasingly failed. Conversely, for geomorphology-based transposition, although the same decrease was visible in summer, transposition quality remained stable (autumn) or increased at first and then decreased (spring). Transposition quality towards Au4 and EVo9 was similar for both methods, for which geomorphology-based transposition largely outperformed specific-discharge transposition. In addition, specific-discharge transposition from Au1 was always worse than that from Evo4. For geomorphology-based transposition, Au1 was worse than Evo4 for small catchments, but this behaviour reversed as target catchment size increased.

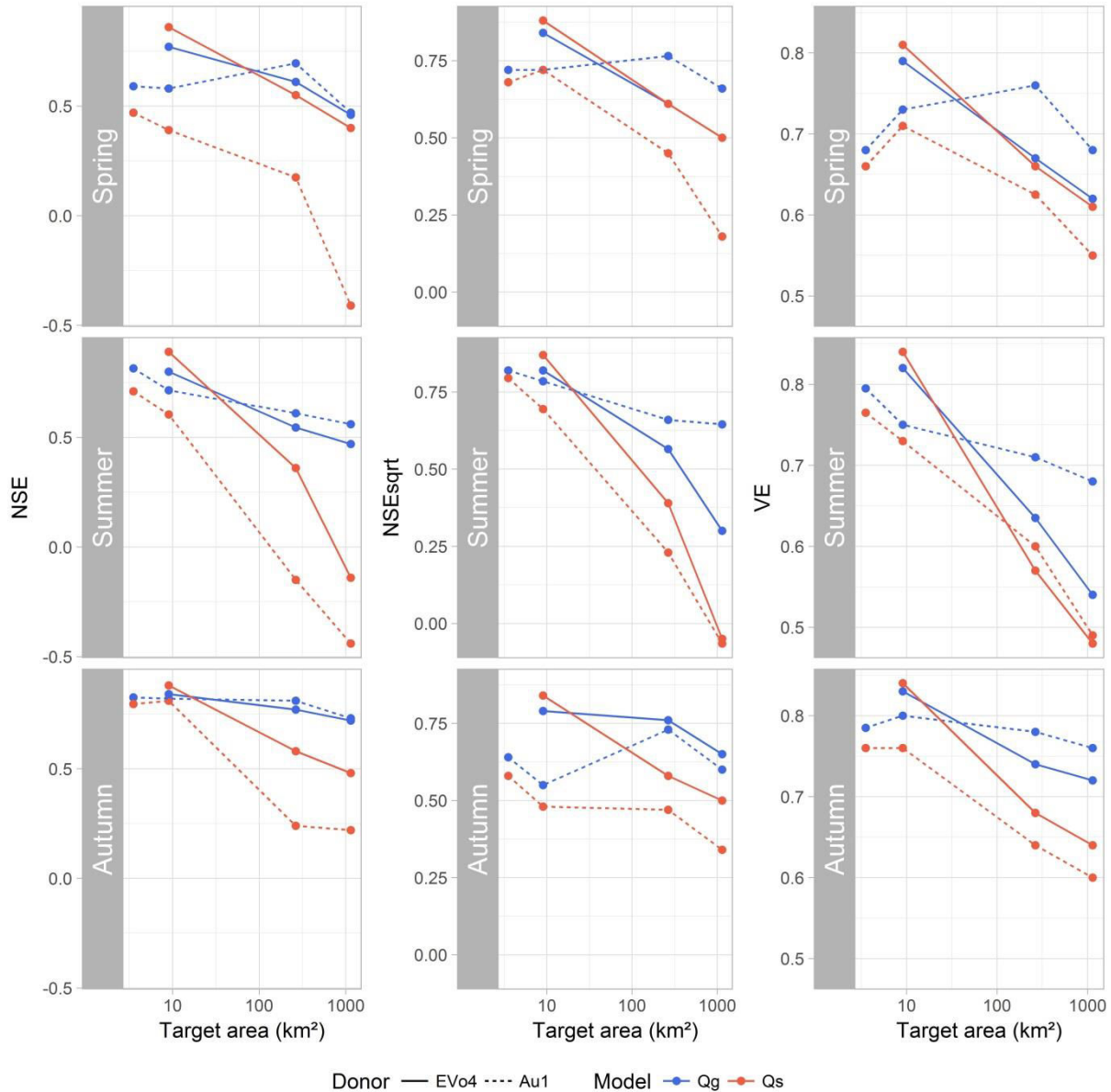


Figure 6. Geomorphology-based transposition (Q_g) and specific-discharge transposition (Q_s) metrics – Nash Sutcliffe Efficiency (NSE), NSE calculated for the square root of discharge (NSE_{sqrt}), and Volumetric Efficiency (VE) – from two small neighbouring catchments, Au1 and EVo4, to downstream nested catchments Au4, Evo9, Mo265, and M1140. Each point corresponds to the median of interannual seasonal simulations.

3.2.2. Between neighbouring catchments

Analysis then focused on the three largest neighbouring catchments studied (Mo1140, JCa1977, and SCh366). From Mo1140 to JCa1977, geomorphology-based transposition outperformed specific-discharge transposition according to all metrics (Fig. 7a). While the advantage was small according to VE ("very good" for all seasons), it was large for NSE and NSE_{sqrt} (0.41/0.11/0.81 vs. 0.13/-0.08/0.32 and 0.62/0.33/0.82 vs. 0.48/0.19/0.66 for spring, summer, and autumn, respectively). Specific-discharge transposition strongly overestimated observed discharge during freshet, while geomorphology-based transposition reproduced peak flow better. In addition, metrics differed greatly by season. Metrics of geomorphology-based transposition were "good" and "very good" in spring and autumn, respectively, but "average" for NSE and NSE_{sqrt} in summer. However, volume was well conserved, with "very good" VE values. The shape of the hydrograph was also reproduced well. From Mo1140 to SCh366, strong differences appeared in the hydrographs, especially seasonal behaviours (Fig. 7b). In 2013, Mo1140 discharged more intensively than SCh366, resulting in "poor" or "average" VE for each season. Despite synchronicity in the shape of their hydrographs, particularly visible for peak flows, volume was not simulated well. In addition, both geomorphology-based and specific-discharge transposition overestimated discharge during the first 20 days of May. In spring, Mo1140 flowed much more than SCh366, which must have been circumstantial (ie: depending on certain circumstances, especially the initial states), and did so for the rest of the year, which must have been a structural difference.

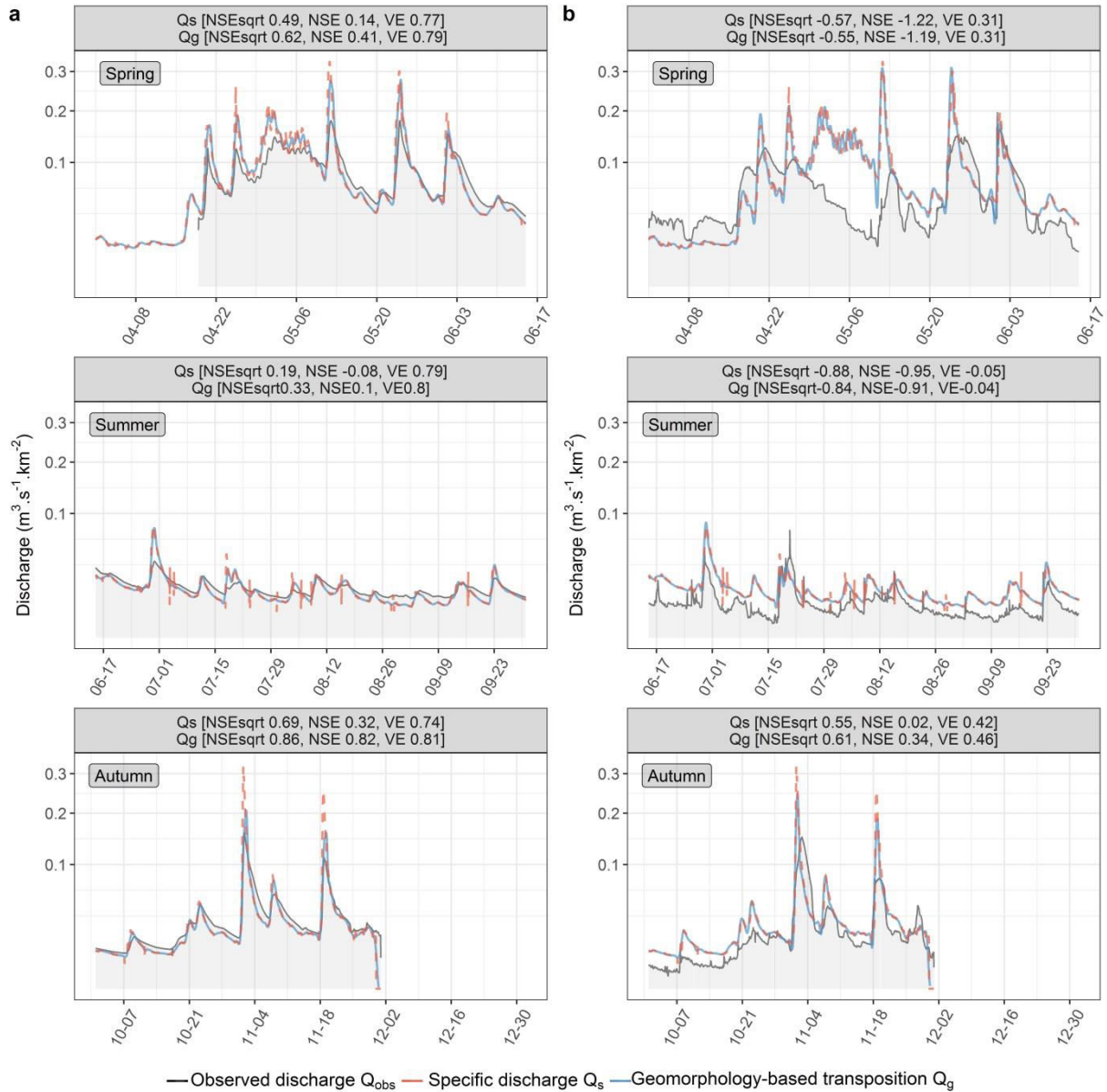


Figure 7. Observed discharge vs. discharge simulated by geomorphology-based transposition (Q_g) or specific-discharge transposition (Q_s) of (a) Mo1140 to JCa1977 and (b) Mo1140 to SCh366 in 2013 and their goodness-of-fit metrics – Nash Sutcliffe Efficiency (NSE), NSE calculated for the square root of discharge (NSE_{sqr}), and Volumetric Efficiency (VE) – in spring, summer, and autumn.

3.3. Overall comparison of geomorphology-based transposed discharge (Q_g) and specific discharge (Q_s) hydrographs

A comparison of each metric for Q_g and Q_s as a function of the ratio of the surface area of the target catchment to that of the donor catchment shows similar results among metrics, but greater differences were observed for NSE (Fig. 8). Geomorphology-based transposition tended to yield higher metric values than specific-discharge transposition, especially in the small→large direction (i.e. ratio > 1). In the large→small direction, results of the two approaches were more similar, although geomorphology-based transposition clearly had better results. Specific discharge transposition had the worst results in the large→small direction, but “poor” and erratic values were also obtained in the small→large direction. More similar results were observed for similarly sized donor and target catchments (ratio = 1). For NSE_{sqr} and VE, a relationship in the form $y=x^2$ was observed, with a minimum at a surface area ratio close to 1.

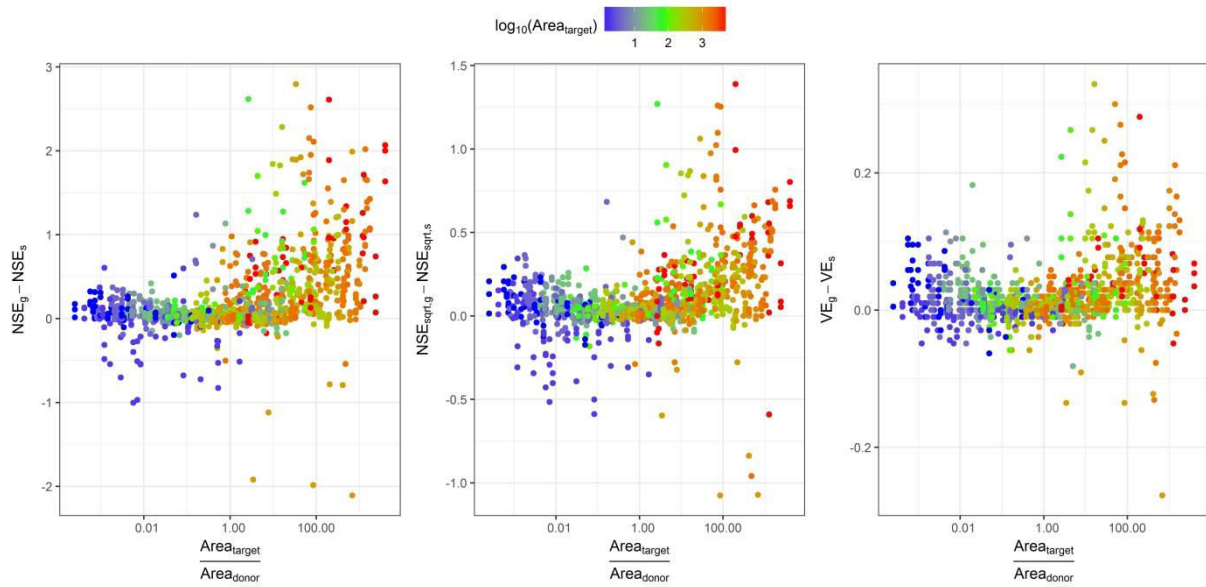


Figure 8. Differences in simulation metrics between geomorphology-based and specific-discharge transposition for all 420 configurations as a function of the ratio of the surface area of the target catchment to that of the donor catchment. On the x-axis, ratios greater than 1 identify simulations in the small \rightarrow large direction. The y-axis is log-modulus transformed to constrain the wide range of positive and negative values (John and Draper, 1980).

3.4. Overview of geographic quality of geomorphology-based transposition through heatmaps

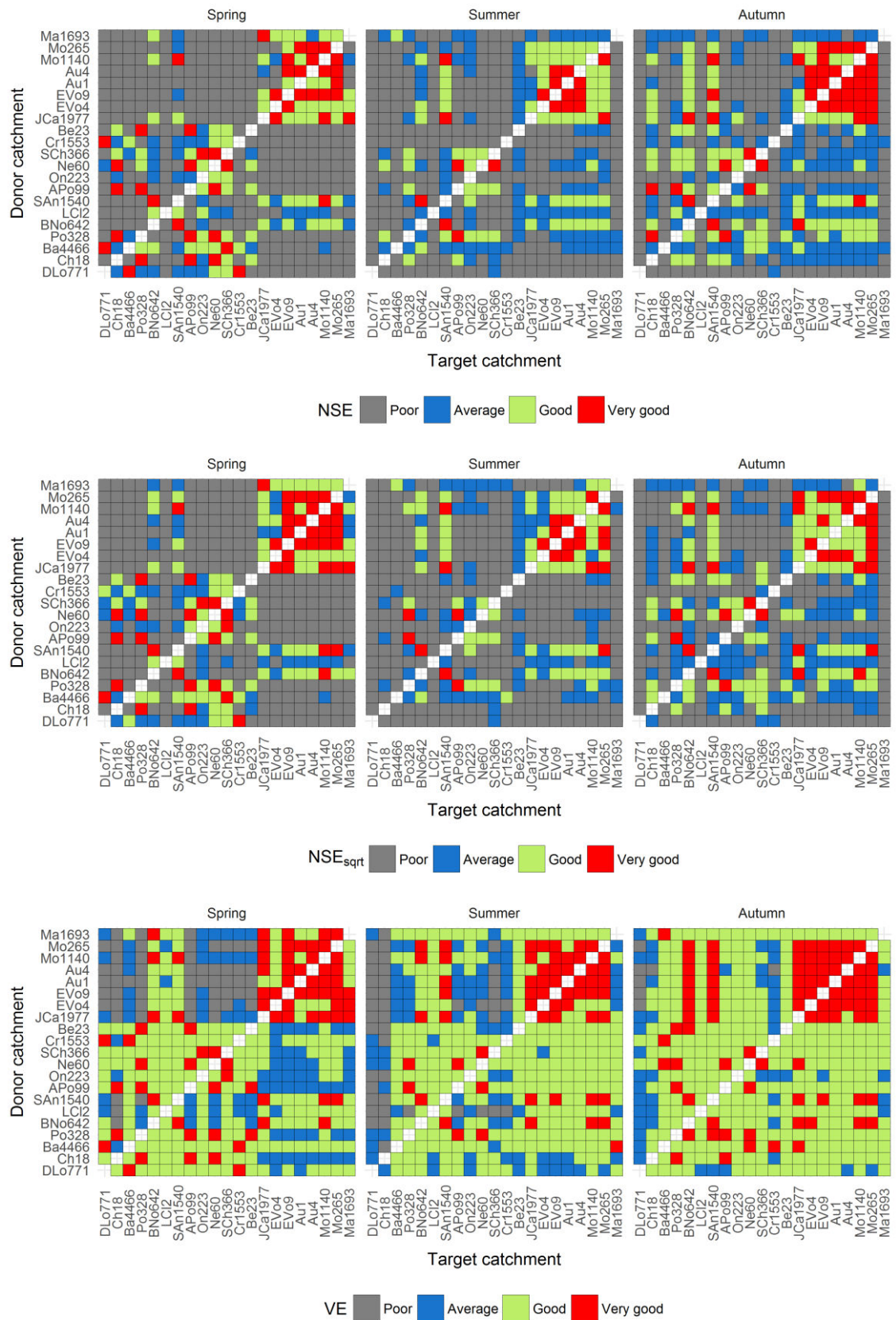


Figure 9. Heatmaps of Nash Sutcliffe Efficiency (NSE), NSE calculated for the square root of discharge (NSE_{sqrt}), and Volumetric Efficiency (VE) metrics for all 420 configurations of catchment transposition for all seasons and criteria. Catchments on each axis are ordered as a function of the Ghosh distance from the most south-westerly catchment,

DLo771. Metrics are “poor” when <0 , “average” when $0-0.33$, “good” when $0.33-0.66$, and “very good” when >0.66 . Numbers in catchment codes represent surface areas (km^2).

According to the heatmaps, NSE was a more challenging metric than NSE_{sqr} and VE (Fig. 9). The volume of water (VE) was relatively homogeneous in the data set, unlike high flows (NSE). Most NSE_{sqr} quality classes were identical to those of NSE. Overall, most of the catchments conserved a similar volume (VE), while the pattern of functioning/failing pairs remained nearly the same among metrics.

The geographic ordering of the heatmaps revealed pairs of properly functioning geomorphology-based transposition patterns that were consistent among metrics. The highest metrics were obtained between Montmorency catchments (EVo4-9, Au1-4, Mo265-1140, and JCa1977) and those to the west-north-west (BNo642, San1540 and LCl2, except Cr1553). Lower metrics were obtained between Montmorency catchments and the most distant ones (Ba4466, DLo771, Ch18, Po328). Other “poor” metrics were obtained between Montmorency catchments and coastal catchments along the Saint Lawrence River (APo99, On223, Ne60, SCh366, and Be23). In any case, metrics were generally higher when nearby catchments were transposed (Fig. 9).

Patterns of similarity were observed among seasons. Spring had the most “very good” metrics, followed by autumn and summer. Spring also had the most “poor” metrics, followed by summer and autumn. In autumn, metrics values were generally more homogeneous over the entire catchment.

3.5. Ghosh distance analysis

A double effect on Ghosh distances appeared for both small→large and large→small transposition directions, as the overall decrease was also affected by seasonality (Fig. 10). For all metrics and both directions, as Ghosh distance increased, the integrative mean decreased. While the rate of decrease was low up to a Ghosh distance of ca. 25 km, it increased substantially afterwards. The effect was greater for the integrative SD. As Ghosh distance increased, the variability/range of the integrative SD increased, but the pattern differed between directions. For large→small transposition, the integrative SD tended to increase at a higher rate at shorter distances (<25 km), while for small→large transposition, the integrative SD increased continuously. More generally, autumn, as well as large→small transposition, had a more linear response.

None of the integrative mean metrics was “very good” at longer Ghosh distances; instead, they were restricted to a specific maximum value that decreased with Ghosh distance. Beyond ca. 100 km, the integrative mean of metrics rarely reached “good” or “average” values for small→large transposition. For large→small transposition, this threshold increased to ca. 150 km. Variability (via the integrative SD) also differed, revealing strong seasonal heterogeneities. For instance, in the small→large direction, integrative means were generally higher and decreased more slowly in autumn than in summer or spring. In the opposite direction, the spring integrative mean was higher than that in autumn, except for VE, and this trend reversed itself beyond 50 km. A similar pattern was observed for all metrics: while autumn was almost always better, summer outperformed spring, except from 20-50 km. In summer, and less so in autumn, the integrative SD was generally higher at short Ghosh distances (<25 km), then increased substantially. In spring, the integrative SD increased slowly up to 40 km before reaching the highest values among all seasons. This was particularly visible in the small→large direction. For both directions, the relationship between the integrative mean and Ghosh distance was similar among metrics, with stability until 20 km, followed by a decrease. For both directions, integrative mean VE was highest in autumn. This was also supported by the smaller increase in the integrative SD of VE. The integrative SD and mean of NSE curves each had similar shape in autumn and summer, especially in the large→small direction. More generally, the integrative

SD increased more slowly in the large→small than small→large direction. In addition, the worst values in the large→small direction occurred for the smallest target catchments, especially for NSE and NSE_{sqrt} .

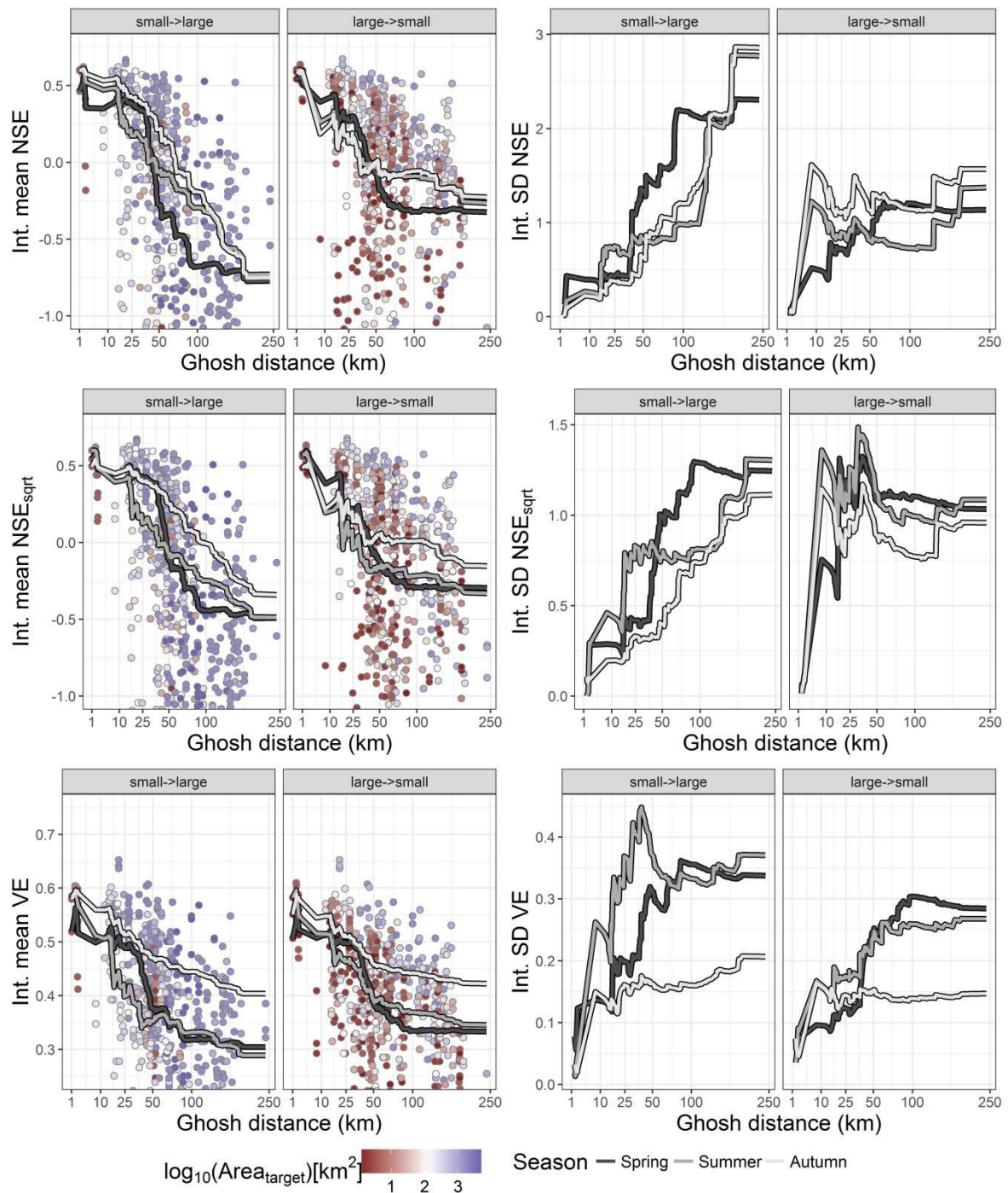


Figure 10. Assessing geomorphology-based transposition as a function of donor-target distance (Ghosh), according to (a) Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE), (b) NSE of the square root of discharge (NSE_{sqrt}), and (c) Volumetric Efficiency (VE) for spring, summer and autumn and by directions of transposition by catchment area. For each metric, the two left graphs represent simulations from smaller to larger catchments (small→large), while the two right graphs represent the inverse (large→small). The integrative mean axis is log-modulus transformed (John and Draper, 1980).

4. Discussion

4.1. Performance in a new hydrological context

Several findings emerge from these results, giving geomorphology-based transposition a net advantage over specific-discharge transposition, used here as a reference method for spatial transposition of hydrographs. Geomorphology-based transposition uses structural information of the stream network to construct a realistic transfer function most likely to distribute net rainfall accurately in time. As a major parameter of this approach, stream characteristic velocities were stable across seasons in each catchment. River flow velocity depends essentially on the morphology and physical properties of the stream network, which are structural. Stability is also consistent with the intrinsic conceptualization of the geomorphology-based framework, including the articulation between hillslopes and the river network. The velocity considered refers to water dynamics across a river network; they are related to non-seasonal river hydraulics and not to water dynamics across the hillslope, which are much more season- and event-dependent.

Simulations were evaluated using three metrics: NSE, NSE_{sqr} , and VE. Overall, for 420 pairs and three seasons, the 1260 simulations ranged from (first to third quartiles) -0.87 to 0.35, -0.89 to 0.34, and 0.32 to 0.6 for NSE, NSE_{sqr} , and VE, respectively. In Tunisia, Boudhraâ et al. (2009) used four neighbouring catchments (3.16-192 km²) in a one-to-one approach. Based on two hydrological events following a convective storm, NSE ranged from 0.82-0.99. The dominance of Hortonian runoff led to excellent performance values. For six catchments in Brittany (4.9-316 km²), also using a one-to-one approach, de Lavenne (2013) obtained NSE of 0.01-0.90 at the annual scale. In another study, de Lavenne et al. (2016) estimated mean net rainfall of the target catchment from the five closest Ghosh donors and then convoluted. Evaluation at the interannual scale (>3 years simulated) yielded first and third quartiles of NSE equal to 0.55 and 0.86, respectively.

4.2. Structural similarity

Hydrographs of Q_g and Q_s showed infra-seasonal heterogeneity depending on the pair of catchments studied. The first example of catchments Mo1140 and Mo265 illustrated classic nesting of two meso-scale catchments with apparent similarity in geography and hydroclimate. This is consistent with the “very good” results obtained for both Q_g and Q_s , despite non-negligible error in 2013 autumnal floods. Mo1140 aggregates many sub-catchments, such as EVo4 and Au4 that function differently despite proximity and similarities in geography and hydroclimate. Discharge inverted in spring and summer, with Au4 flowing strongly when snowmelt began, while EVo4 started flowing later. During summer, however, EVo4 flowed more strongly than Au4, suggesting a difference in hydrological behaviour or delayed snowmelt. This simple desynchronization may be smoothed by ensemble modelling of two spatially closed catchments with equal weights. There was a clear difference in runoff generation between EVo4 and Au4 despite their proximity and apparent similarity. Catchments Au1, Au4, and EVo4 have 38%, 70% and 82% of forested land, respectively, but also 62%, 25% and 16% of timberland, respectively (Table 1). Following the general assumption of a Representative Elementary Area of 1-15 km² (Blöschl et al., 1995; Fan and Bras, 1995; Wood et al., 1988), the heterogeneity of hillslope topography, geography, and hydrological conditions may question the representativeness of catchments such as Au1, Au4, and EVo4 even though they belong to an apparently homogeneous region. This observation is transposable to Mo1140: heterogeneous low-level behaviours resulted in different responses of the two nested catchments. Interestingly, there was a difference between specific-discharge and geomorphology-based transposition from Au1 and EVo4 to downstream catchments. EVo4 was initially more representative of downstream catchments but became less so as

target size increased. This pattern reveals the structural evolution of the catchment and the associated hydrological signature from *a priori* similar hydrological sub-units.

Between neighbours, the lack of nested similarity between upstream-downstream hydrological responses rendered transposition more difficult. This was seen in transposed hydrographs for Mo1140 to JCa1977 and Mo1140 to SCh366, both of which had lower metric values and large variations across seasons. However, JCa1977 and SCh366 clearly differed, the former flowing like Mo1140, while the later was not synchronized and showed substantial bias in water volume (via VE). JCa1977 was more similar to Mo1140 in many respects (Table 1). SCh366 lies more to the south and yet remains in the calcareous Saint Lawrence Plateau, unlike Mo1140, which drains the Grenvillien bedrock further to the north. The calcareous bedrock may modify groundwater-river exchange and increase infiltration, unlike the Grenvillien, which increases surface runoff. In addition, the Saint Charles River drains 18.9% of artificial area vs. 2.4% for the Montmorency River, which significantly modifies hydrological processes (Table 1). The large difference observed in spring may result from snowpack, which is deeper in the Montmorency catchment. This is a good example of a spatially close pair of catchments for which hydrograph transposition fails because of differences in the input (snowpack and rainfall quantity, and hence net rainfall) and/or geography.

4.3. Circumstantial component

Heatmaps were used to identify a structural effect (transposition pairs functioning or failing) and a supplementary circumstantial effect. The former was observed in the relative similarity of functioning and failing pairs among heatmaps; however, differences appeared among seasons. For instance, most transpositions between catchments DLo771, La Chevrotière (Ch18), and Croche (Cr1553) failed regardless of the season and metric because of structural dissimilarities. For instance, metric values were more homogeneous and transposition failed less in autumn. Volume was generally reproduced well (VE) due to spatially homogeneous climatic forcing. Water flow dynamics varied greatly (NSE and NSE_{sqr}), due more to different dominant flow paths or net rainfall variability at the event scale. Spring is dominated by snowmelt on saturated or frozen soils. Production processes from hillslopes are more homogeneous and mainly physically oriented (no biological activities), despite distances between catchments, increasing conservation of water balance in early spring, but a decorrelation during the transition to summer. This was visible in the large number of both “very good” and “poor” metrics. Summer accentuates heterogeneous behaviours, but transposition remains a valid option between geographically close catchments. Summer is dominated by low flows without many hydrological peaks; performance is thus determined mostly by base flow discharges. During this period, metrics were more homogeneous than in spring, but only a few were “very good”. In autumn, following rewetting of soils and longer hydrological events, metric values were generally higher, implying a tendency to return to spatial homogeneity.

4.4. Evidence of structural and circumstantial similarities through Ghosh distance analysis

Hydrograph transposition between a pair of catchments functions when both experience a simultaneous net rainfall event. Transposition between north-eastern and south-western catchments failed because the longer distances decreased the physical significance of net rainfall between catchments. Transposition between northern catchments (Mo1140, Mo265, Au1, Au4, EVo4, EVo9, SAn1540, BNo642, and JCa1977) and southern ones flowing into the Saint Lawrence (APo99, On223, Ne60, SCh366, and Be23) also failed, as seen between Mo1140 and SCh366. These results reveal that the distance between the catchments to be transposed should be kept in mind. In this study, this distance effect was assessed using the Ghosh distance. The study area has a climatic gradient from

catchments in the north-east (Montmorency) (higher precipitation and elevation, lower temperature) to those in the south-west (lower precipitation and elevation, higher temperature). Hydrograph transposition was influenced by this gradient, which increases with distance. Hydrology is driven by snowmelt and synoptic events in spring, by convective events in summer, and by synoptic events again in autumn. The flow signal resulting from these types of climatic forcing is derived directly from the net rainfall entering the stream network, which is the variable used for geomorphology-based transposition. During snowmelt, net rainfall is produced mainly by overland flow after an increase in net radiation and air temperature (Dunne and Black, 1971; Kane and Stein, 1983). Net radiation depends greatly on catchment morphology and orientation, resulting in heterogeneous behaviours at the daily scale. Conversely, air temperature can be the same over a large area, resulting in homogeneous snowmelt at the catchment scale, especially at similar latitudes. Overall, assuming similar snowpack among catchments, net rainfall should follow the assumption of spatial homogeneity more closely in spring, leading to better transposition of hydrographs and volume conservation. However, for longer distances, differing snowpack and snowmelt rates lead to heterogeneity in hydrograph transposition, as illustrated by Mo1140 to SCh366. During the transition between spring and summer, heterogeneous metric values appeared, especially for longer distances, because of different snowpack depths, as illustrated by large heterogeneities in heatmap zones. In summer, hillslopes are disconnected from groundwater, the latter sustaining base flow in the stream. Convective events such as storms are highly heterogeneous in space and time; consequently, soil moisture and water levels in hydrological compartments (i.e. groundwater, hillslope, and riparian areas) may differ greatly between catchments, producing different amounts of net rainfall at the event scale. Because of the assumption of spatially homogeneous net rainfall, hydrograph transposition may be more difficult in summer than in spring (with its freshet). However, this effect has much less influence in Québec than in the Tunisian semi-arid context previously explored. Indeed, Hortonian overflow is the dominant process involved in runoff in Tunisia; hence, net rainfall time series there closely follow the space-time variability in rainfall, which can be high for convective events. Dominant flow paths evolve according to hydrological conditions and rainfall intensity. In a natural catchment and during intense rainfall, net rainfall is dominated more by the rainfall itself and may be more homogeneous over short distances. It may also explain the strong decrease in metric values in summer and the sudden increase in variability in VE beyond 40 km. Autumn is characterized by inversion of the water balance and progressive rewetting and filling of hydrological compartments, as well as synoptic events. As a consequence, the circumstantial effect is limited, failing pairs resulting from a structural difference in the production of net rainfall.

Above all, the size effect was larger than these seasonal and physical distance effects. Runoff discharge at the outlet results from integration of upstream variability in hydrological processes and geography, but larger catchments also benefit from a wider spectrum of hydroclimate signals. Consequently, discharge at the outlet represents more the mean of several hydroclimates and may be more robust for transposition (both geomorphology-based and specific-discharge). Theoretically, the larger the donor catchment, the more distant the target catchment can be, as observed from the integrative metrics. Small→large transposition provides better results at short distances but decreases strongly at longer distances. In contrast, large→small transposition provides worse results at short distances, but with a less steep decrease with increasing distance.

5. Conclusion

This study, conducted in a nivo-pluvial context, identified critical functioning points of geomorphology-based inversion-transposition. Seasonality was identified as a major component of the effectiveness of transposition in Québec, Canada, highlighting variability in dominant flow paths in

the resulting transposed net rainfall between pairs of catchments. Several pairs always experienced functioning or failing transposition, regardless of the metric or season, revealing structural differences between catchments. In addition, the Ghosh distance explained decreases in values of all metrics, with heterogeneities according to season, adding a circumstantial component to the previous structural one. Overall, either direction of geomorphology-based transposition (small→large or large→small) yielded better results than specific-discharge transposition, with the best results from small→large catchments. This confirms, like similar studies in two other hydrological regimes, the flexibility and realism of the geomorphology-based transposition approach to PUB.

References

- Aouissi, J., Pouget, J.-C., Boudhraâ, H., Storer, G., Cudennec, C., 2013. Joint spatial, topological and scaling analysis framework of river-network geomorphometry. *Géomorphol.*, 19(1): 7-16. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10082>
- Archfield, S.A., Vogel, R.M., 2010. Map correlation method: Selection of a reference streamgage to estimate daily streamflow at ungaged catchments. *Water Resour. Res.*, 46(10). <https://doi.org/10.1029/2009wr008481>
- Beven, K., Wood, E.F., 1993. Flow routing and the hydrological response of channel networks. *Channel Netw. Hydrol.*, Chichester, 99-128 p. <https://doi.org/10.1080/02626667909491869>
- Blöschl, G., Grayson, R.B., Sivapalan, M., 1995. On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. *Hydrol. Process.*, 9(3-4): 313-330. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090307>
- Blöschl, G., Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrol. Process.*, 9(3-4): 251-290. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090305>
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., Savenije, H., 2013. *Runoff Prediction in Ungaged Basins: Synthesis across Processes, Places and Scales*. Cambridge University Press, Cambridge, 484 p. <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9781139235761>
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Andrieu, H., Slimani, M., 2018. Net rainfall estimation by the inversion of a geomorphology-based transfer function and discharge deconvolution. *Hydrol. Sci. J.*, 63(2): 285-301. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1425801>
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Slimani, M., Andrieu, H., 2006. Inversion of geomorphology-based unit hydrograph model: Physical interpretation and first implementation. *IAHS Publ.*, 303: 391-399.
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Slimani, M., Andrieu, H., 2009. Hydrograph transposition between basins through a geomorphology-based deconvolution-reconvolution approach. *IAHS Publ.*, 333: 76-83.
- Bull, L.J., Kirkby, M.J., 2002. *Channel heads and channel extension*. Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels, Chichester, 263-287 p. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9598-2>
- Chargui, S., Slimani, M., Cudennec, C., 2013. Statistical distribution of rainy events characteristics and instantaneous hyetographs generation (Merguellil watershed in central Tunisia). *Arab. J. Geosci.*, 6(5): 1581-1590. <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0440-2>
- Criss, R.E., Winston, W.E., 2008. Do Nash values have value? Discussion and alternate proposals. *Hydrol. Process.*, 22(14): 2723-2725. <https://doi.org/10.1002/hyp.7072>
- Cudennec, C., 2000. *Description mathématique de l'organisation du réseau hydrographique et modélisation hydrologique*. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, Rennes, France, 262 p.

- Cudennec, C., 2007. 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”. *Hydrol. Sci. J.*, 52(1): 230-237. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.1.230>
- Cudennec, C., Fouad, Y., Sumarjo Gatot, I., Duchesne, J., 2004. A geomorphological explanation of the unit hydrograph concept. *Hydrol. Process.*, 18(4): 603-621. <https://doi.org/10.1002/hyp.1368>
- Cudennec, C., Gelfan, A., Ren, L., Slimani, M., 2016. Hydrometeorology and Hydroclimate. *Adv. Meteorol.*, 2016: 1-4. <https://doi.org/10.1155/2016/1487890>
- Cudennec, C., Slimani, M., Goulven, P., 2005. Accounting for sparsely observed rainfall space—time variability in a rainfall—runoff model of a semiarid Tunisian basin. *Hydrol. Sci. J.*, 50(4): 617-630. <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.4.617>
- de Lavenne, A., 2013. Modélisation hydrologique à base géomorphologique de bassins versants non jaugés par régionalisation et transposition d'hydrogramme. Ph.D. thesis, Agrocampus Ouest, Rennes, France, 226 p.
- de Lavenne, A., Boudhraâ, H., Cudennec, C., 2015. Streamflow prediction in ungauged basins through geomorphology-based hydrograph transposition. *Hydrol. Res.*, 46(2): 291. <https://doi.org/10.2166/nh.2013.099>
- de Lavenne, A., Cudennec, C., 2014. Prediction of streamflow from the set of basins flowing into a coastal bay. *PIAHS*, 365: 55-60. <https://doi.org/10.5194/piahs-365-55-2015>
- de Lavenne, A., Skøien, J.O., Cudennec, C., Curie, F., Moatar, F., 2016. Transferring measured discharge time series: Large-scale comparison of Top-kriging to geomorphology-based inverse modeling. *Water Resour. Res.*, 52(7): 5555-5576. <https://doi.org/10.1002/2016wr018716>
- Dunne, T., Black, R.D., 1971. Runoff Processes during Snowmelt. *Water Resour. Res.*, 7(5): 1160-1172. <https://doi.org/10.1029/WR007i005p01160>
- Fan, Y., Bras, R.L., 1995. On the concept of a representative elementary area in catchment runoff. *Hydrol. Process.*, 9(7): 821-832. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090708>
- Feki, H., Slimani, M., Cudennec, C., 2012. Incorporating elevation in rainfall interpolation in Tunisia using geostatistical methods. *Hydrol. Sci. J.*, 57(7): 1294-1314. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.710334>
- Formetta, G., Mantilla, R., Franceschi, S., Antonello, A., Rigon, R., 2011. The JGrass-NewAge system for forecasting and managing the hydrological budgets at the basin scale: models of flow generation and propagation/routing. *Geoscientific Model Dev.*, 4(4): 943-955. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-943-2011>
- Franchini, M., O'Connell, P.E., 1996. An analysis of the dynamic component of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. *J. Hydrol.*, 175(1-4): 407-428. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)80018-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80018-7)
- Ghosh, B., 1951. Random distances within a rectangle and between two rectangles. *Calcutta Math. Soc.*, 43(1): 17-24.
- Gianfagna, C.C., Johnson, C.E., Chandler, D.G., Hofmann, C., 2015. Watershed area ratio accurately predicts daily streamflow in nested catchments in the Catskills, New York. *J. Hydrol.: Reg. Stud.*, 4: 583-594. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.09.002>
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Nardi, F., 2012. A parsimonious geomorphological unit hydrograph for rainfall—runoff modelling in small ungauged basins. *Hydrol. Sci. J.*, 57(1): 73-83. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.636045>

- Gupta, V.K., Mesa, O.J., 1988. Runoff generation and hydrologic response via channel network geomorphology—Recent progress and open problems. *J. Hydrol.*, 102(1-4): 3-28. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90089-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90089-3)
- Guttman, L.A., 1950. The basis for scalogram analysis. *Measurement and prediction*, 4: 60-90.
- Hrachowitz, M., Savenije, H., Bogaard, T.A., Tetzlaff, D., Soulsby, C., 2013a. What can flux tracking teach us about water age distribution patterns and their temporal dynamics? *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(2): 533-564. <https://doi.org/10.5194/hess-17-533-2013>
- 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., Cudennec, C., 2013b. A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review. *Hydrol. Sci. J.*, 58(6): 1198-1255. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803183>
- John, J.A., Draper, N.R., 1980. An Alternative Family of Transformations. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 29(2): 190-197. <https://doi.org/10.2307/2986305>
- Kane, D.L., Stein, J., 1983. Water movement into seasonally frozen soils. *Water Resour. Res.*, 19(6): 1547-1557. <https://doi.org/10.1029/WR019i006p01547>
- Karlsen, R.H., Seibert, J., Grabs, T., Laudon, H., Blomkvist, P., Bishop, K., 2016. The assumption of uniform specific discharge: unsafe at any time? *Hydrol. Process.*, 30(21): 3978-3988. <https://doi.org/10.1002/hyp.10877>
- Kingumbi, A., Bargaoui, Z., Hubert, P., 2005. Investigation of the rainfall variability in central Tunisia. *Hydrol. Sci. J.*, 50(3). <https://doi.org/10.1623/hysj.50.3.493.65027>
- Kirkby, M., 1976. Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surf. Process.*, 1(3): 197-212. <https://doi.org/10.1002/esp.3290010302>
- Lacombe, G., Cappelaere, B., Leduc, C., 2008. Hydrological impact of water and soil conservation works in the Merguellil catchment of central Tunisia. *J. Hydrol.*, 359(3-4): 210-224. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.001>
- McMillan, H., Westerberg, I., Branger, F., 2017. Five guidelines for selecting hydrological signatures. *Hydrol. Process.*, 31(26): 4757-4761. <https://doi.org/10.1002/hyp.11300>
- MDDELCC, DEB, 2018. Cadre écologique de référence du Québec (CERQ) [Données numériques vectorielles]. In: Québec, G.d. (Ed.). Gouvernement du Québec.
- Menke, W., 1989. *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic press, INC. Harcourt Brace Jovanovich Ed., 45. <https://doi.org/10.1016/C2011-0-69765-0>
- Merheb, M., Moussa, R., Abdallah, C., Colin, F., Perrin, C., Baghdadi, N., 2016. Hydrological response characteristics of Mediterranean catchments at different time scales: a meta-analysis. *Hydrol. Sci. J.*, 61(14): 2520-2539. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1140174>
- Muleta, M.K., 2012. A Formal, Bayesian Approach for Uncertainty Analysis of a Watershed Model. In: Engineers, A.S.o.C. (Ed.), *World Environ. Water Resour. Congr. 2012. Proceedings*. <https://doi.org/10.1061/9780784412312.375>
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10(3): 282-290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nasri, S., Albergel, J., Cudennec, C., Berndtsson, R., 2004a. Hydrological processes in macrocatchment water harvesting in the arid region of Tunisia: the traditional system of tabias. *Hydrol. Sci. J.*, 49(2). <https://doi.org/10.1623/hysj.49.2.261.34838>

- Nasri, S., Cudenneq, C., Albergel, J., Berndtsson, R., 2004b. Use of a geomorphological transfer function to model design floods in small hillside catchments in semiarid Tunisia. *J. Hydrol.*, 287(1): 197-213. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.10.001>
- Ogilvie, A., Belaud, G., Massuel, S., Mulligan, M., Le Goulven, P., Calvez, R., 2018. Surface water monitoring in small water bodies: potential and limits of multi-sensor Landsat time series. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2018: 1-35. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-19>
- Ogilvie, A., Le Goulven, P., Leduc, C., Calvez, R., Mulligan, M., 2016. Hydrological response of a semi-arid catchment to rainfall events and water and soil conservation works (Merguellil catchment, central Tunisia). *Hydrol. Sci. J.*, 61(2): 441-453. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.934249>
- Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C., Michel, C., 2006. Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. *Water Resour. Res.*, 42(7). <https://doi.org/10.1029/2005wr004636>
- Parajka, J., Viglione, A., Rogger, M., Salinas, J.L., Sivapalan, M., Blöschl, G., 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins - Part 1: Runoff-hydrograph studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(5): 1783-1795. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1783-2013>
- Pomeroy, J., Spence, C., Whitfield, P., 2013. Putting prediction in ungauged basins into practice. *Can. Water Resour. Assoc.*, Alberta, 375 p.
- R Development Core Team, 2017. R: A Language and Environment for Statistical Computing.
- Rigon, R., Bancheri, M., Formetta, G., de Lavenne, A., 2016. The geomorphological unit hydrograph from a historical-critical perspective. *Earth Surf. Process. Landf.*, 41(1): 27-37. <https://doi.org/10.1002/esp.3855>
- Robinson, J.S., Sivapalan, M., 1996. Instantaneous response functions of overland flow and subsurface stormflow for catchment models. *Hydrol. Process.*, 10(6): 845-862. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199606\)10:6<845::AID-HYP375>3.0.CO;2-7](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199606)10:6<845::AID-HYP375>3.0.CO;2-7)
- Robinson, J.S., Sivapalan, M., Snell, J.D., 1995. On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. *Water Resour. Res.*, 31(12): 3089-3101. <https://doi.org/10.1029/95wr01948>
- Rodríguez-Iturbe, I., Valdés, J.B., 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resour. Res.*, 15(6): 1409-1420. <https://doi.org/10.1029/WR015i006p01409>
- Seiller, G., Roy, R., Anctil, F., 2017. Influence of three common calibration metrics on the diagnosis of climate change impacts on water resources. *J. Hydrol.*, 547: 280-295. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.004>
- Sivakumar, B., 2007. Dominant processes concept, model simplification and classification framework in catchment hydrology. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.*, 22(6): 737-748. <https://doi.org/10.1007/s00477-007-0183-5>
- 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., Zehe, E., 2003. IAHS decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrol. Sci. J.*, 48(6): 857-880. <https://doi.org/10.1623/hysj.48.6.857.51421>
- Skøien, J.O., Blöschl, G., Laaha, G., Pebesma, E., Parajka, J., Viglione, A., 2014. rtop: An R package for interpolation of data with a variable spatial support, with an example from river networks. *Comput. & Geosci.*, 67: 180-190. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.02.009>
- Skøien, J.O., Merz, R., Blöschl, G., 2006. Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10(2): 277-287. <https://doi.org/10.5194/hess-10-277-2006>
- Sneath, P.H.A., 1957. The application of computers to taxonomy. *Microbiology*, 17(1): 201-226.

- Snell, J.D., Sivapalan, M., 1994. On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph. *Water Resour. Res.*, 30(7): 2311-2323. <https://doi.org/10.1029/94wr00537>
- Spence, C., Whitfield, P.H., Pomeroy, J.W., Pietroniro, A., Burn, D.H., Peters, D.L., St-Hilaire, A., 2013. A review of the Prediction in Ungauged Basins (PUB) decade in Canada. *Can. Water Resour. J.*, 38(4): 253-262. <https://doi.org/10.1080/07011784.2013.843867>
- Surkan, A.J., 1969. Synthetic hydrographs: effects of network geometry. *Water Resour. Res.*, 5(1): 112-128. <https://doi.org/10.1029/WR005i001p00112>
- Tarantola, A., 1987. *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. Elsevier, Amsterdam, 644 p.
- Tarantola, A., Valette, B., 1982. Inverse problems= quest for information. *J. Geophys.*, 50(3): 150-170.
- Tremblay, Y., Rousseau, A.N., Plamondon, A.P., Lévesque, D., Jutras, S., 2008. Rainfall peak flow response to clearcutting 50% of three small watersheds in a boreal forest, Montmorency Forest, Québec. *J. Hydrol.*, 352(1-2): 67-76. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.028>
- Wang, C., Gupta, V.K., Waymire, E., 1981. A geomorphologic synthesis of nonlinearity in surface runoff. *Water Resour. Res.*, 17(3): 545-554. <https://doi.org/10.1029/WR017i003p00545>
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K., Band, L., 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *J. Hydrol.*, 102(1-4): 29-47. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90090-x](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90090-x)
- Woods, R., Sivapalan, M., 1999. A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resour. Res.*, 35(8): 2469-2485. <https://doi.org/10.1029/1999WR900014>

2.5 Conclusion

Le travail sur les hydrogrammes unitaires issus de différents MNT a permis de montrer l'efficacité de l'approche d'inversion-transposition et ce même lorsque l'information topographique est dégradée. L'apport d'un MNT de haute qualité est seulement valorisé sur les bassins versants de tête. De plus la méthode est robuste étant donné qu'elle ne se base que sur des paramètres observables (structure du réseau et vitesse caractéristique). L'analyse de sensibilité des paramètres d'inversion et de la vitesse reste relativement insensible aux modifications. Après l'application en Tunisie, en Bretagne et en Loire, une application encore très différente est proposée en contexte Québécois pluvio-nival. Outre des performances bien meilleures qu'une simple transposition du débit spécifique, plusieurs points critiques ont été relevés. La distance de Ghosh (Ghosh, 1951) est utilisée pour évaluer les performances de simulation pour chaque couple de bassins versants. Les résultats tous couples confondus montrent que la qualité de simulation décroît à mesure que la distance de Ghosh augmente. Cette décroissance est tout d'abord faible (métriques bonnes), puis très prononcée avant de se stabiliser à valeurs très faibles à grande distance. L'efficacité de transposition est contrainte par la similarité entre bassin source et cible, constituant le facteur *structurel* déjà identifié par de Lavenne (2013). Cette décroissance n'est pas invariable selon la saison et soulève l'existence d'un facteur *conjoncturel*. Ainsi la transposition n'est pas efficace de la même manière selon les processus dominants à l'origine de la pluie nette : écoulement de surface, de subsurface, profond, fonte de neige. De plus le type d'événement hydroclimatique semble impacter les performances dans la mesure où le volume de pluie et donc le volume de pluie nette peut varier entre le(s) bassin(s) source(s) et cible. Dans ce cas la question de la conservation du volume est posée, et un facteur de correction fonctionnel est proposé, justifiant cette hypothèse. La comparaison des qualités de simulation avec la simulation témoin basée sur la transposition simple du débit spécifique a montré l'apport de la fonction de transfert à base géomorphologique. Elle a également montré que le gain était plus important lorsqu'une transposition était effectuée depuis un petit bassin versant vers un grand. Plusieurs raisons peuvent expliquer cet écart. Premièrement, plus le bassin est petit, plus l'hypothèse d'homogénéité spatiale du signal de pluie nette obtenu par inversion est exact. La reconvolution grâce à la fonction de transfert du bassin cible permet de redistribuer correctement une pluie nette *réaliste*. A contrario, la transposition du débit spécifique n'arrive pas à reproduire la dispersion naturelle liée à la structure hydrographique. Dans le sens grand bassin versant vers petit bassin cet avantage est gardé (l'inversion transposition est meilleure) mais moins évidente, car 1) l'hypothèse d'homogénéité de la pluie nette est moins réaliste et 2) le spectre des signaux hydroclimatiques englobés est plus important.

Les non-linéarités hydrologiques sont donc très apparentes dans ce contexte mais la modélisation à base géomorphologique peut apporter un gain conséquent à cet égard si la taille des bassins considérés est assez grande, typiquement au-delà de la REA.

Conclusion générale de la partie 1

La fonction de transfert Elle ne nécessite pas un MNT de haute résolution. Un MNT mondial tel que SRTM sera suffisant bien qu'imprécis.

Robustesse de l'inversion-transposition à base géomorphologique Le paramétrage de l'inversion n'est pas une source importante d'erreurs dans le cas de la convolution de la pluie nette (sens de modélisation direct). Le paramétrage est cependant à considérer si l'objectif est de travailler sur la variable de pluie nette. L'estimation par régression de la vitesse caractéristique d'écoulement est fiable. En effet seules des valeurs significativement différentes de la valeur obtenue par régression entraîne des écarts importants sur la simulation.

Le biais pluviométrique Ce biais de volume d'eau entrant dans le système est correctible en multipliant la pluie nette par le ratio de pluie brute entre le bassin cible et le bassin source. C'est une variable facilement accessible.

L'application en contexte pluvio-nival Québécois L'estimation de la vitesse caractéristique par régression est robuste en toutes saisons. La méthode est efficace en contexte pluvio-nival, mais une attention particulière doit être portée sur le biais pluviométrique en saison de fonte, à cause de l'hétérogénéité spatiale des stocks de neige et du taux de fonte.

Une combinaison de différences structurelles et conjoncturelles La qualité de simulation est affectée par une combinaison de facteurs structurels et conjoncturels. La différence structurelle est relative à la similarité hydrologique alors que la différence conjoncturelle concerne la saisonnalité hydrologique, ainsi que le type d'événement météorologique, et l'état hydrique du bassin versant lors de l'événement.

La configuration Les performances de la transposition d'hydrogramme sont corrélées à la distance géographique traduite sous la forme de la distance de Ghosh. La distance de

transposition maximale est dépendante de la taille des bassins et du type d'événement météorologique. Ainsi il peut être admis sur les bassins étudiés en contexte pluvio-nival Québécois, qu'une distance de transposition de 25 km est envisageable en été, 50 km au printemps, et jusqu'à 100 km en automne.

Le sens de transposition, taille des bassins, et niveau d'intégration La transposition depuis un grand bassin vers un bassin plus petit, ou inversement, semble avoir un impact sur la qualité de transposition. En comparaison à la simulation témoin (débit spécifique), la méthode est bien meilleure lorsqu'elle est effectuée d'un petit bassin vers un grand. La pluie nette obtenue par inversion sur un petit bassin versant de la taille de la REA est théoriquement plus proche de la vraie pluie nette. Il existe donc un *effet de taille* affectant la transposition. Par ailleurs, l'analyse fine sur les emboîtements de la rivière Montmorency ont révélé que deux petits bassins d'ordre 1 sont tour à tour les meilleurs donneurs à mesure que la taille de la cible augmente. Ce résultat indique une *évolution structurelle* du bassin versant selon son *niveau d'organisation*.

Parmi cet ensemble de résultats, il ressort la question de l'effet *structurel*, lié à la problématique de la similarité hydrologique. C'est la seule inconnue véritable. La distance de transposition est mesurable et permet une adaptation sous forme de distance maximale à respecter. Le biais conjoncturel peut être corrigé par l'observation des variables météorologiques. Nous confirmons les premiers résultats obtenus sur les bassins Bretons : la similarité hydrologique du couple donneur-cible est la limite principale à un bon fonctionnement de l'inversion-transposition du modèle hydrologique à base géomorphologique. La partie 2 apporte des éléments de réponse originaux à cette limite, grâce à l'utilisation de l'information hydrochimique.

Deuxième partie

Évolution des signaux hydrochimiques dans le réseau hydrographique

Variabilité spatio-temporelle de la composition chimique des rivières

3.1 Introduction

3.1.1 Pourquoi utiliser la concentration ?

Définir des règles de *similarité* entre bassins versants est une voie de progression majeure pour l'hydrologie non-jaugée. L'utilisation en première partie d'un modèle hydrologique réaliste en contexte non-jaugé a particulièrement bien illustré cette question dans la mesure où la qualité de la simulation est avant tout dépendante d'un fonctionnement hydrologique identique entre le donneur et la cible. Les résultats de simulation hydrologique par transposition d'hydrogramme au Québec indiquent que ces similarités structurelles seraient également dynamiques par l'addition d'une composante conjoncturelle. Les indicateurs statiques de la similarité hydrologique (voir section 1.6) actuellement pressentis seraient donc insuffisants. Les hydrologues ont tenté de répondre à cette problématique au moyen des signatures hydrologiques des bassins versants, mais ces dernières nécessitent l'installation d'une station de jaugeage coûteuse, qu'il faut entretenir, sans parler de l'incertitude sur les courbes de tarage. De plus cela ne répond pas à la question de la prédiction en bassin non-jaugé. La composition chimique des cours d'eau est une information complémentaire dont l'aspect intégrateur sous-tend potentiellement une indication de *similarité*. Le terme *intégrateur* a ici un sens large. Il exprime que la mesure à un instant t en un point spécifique du réseau hydrographique correspond à la concentration moyenne des versants à l'amont, mélangés ensuite suivant la connectivité topologique du réseau, et possiblement atténuée ou amplifiée par des processus de réseau.

Les masses d'eau sont des réservoirs biogéochimiques faisant partie intégrante d'un tout au sein des paysages. Tout déséquilibre induit par un apport ou un prélèvement significatif d'un élément donné peut se traduire par d'importantes conséquences. La présence dans l'eau de ces paramètres n'est pas seulement soumise au seul forçage anthropique mais bien à une interaction de processus hydrologiques et biogéochimiques non-linéaires et variables dans le temps et l'espace. La saisonnalité climatique et la variabilité naturelle des milieux physiques rajoutent

alors un degré de complexité au fonctionnement hydrochimique d'un bassin versant. L'eau de surface continentale contient un grand nombre de paramètres provenant de la dissolution de matériaux variés. Nous pouvons distinguer les composés issus de la dissolution des roches des composés d'origine atmosphérique, biologique ou des intrants, regroupant les formes mobiles du carbone, de l'azote et du phosphore. Avant leur parcours au sein du continent, les précipitations en entrée sont déjà naturellement marquées d'une certaine concentration moyenne dont la composition varie géographiquement à cause des conditions locales et des effets anthropiques. Les précipitations possèdent des concentrations proches de celles des océans. Selon le terrain traversé et le temps de résidence, cette eau va ensuite se charger en une multitude de paramètres minéraux (paramètres géogéniques) et de composés divers tels que les nutriments, dont une synthèse est proposée dans le tableau 3.1.

Le complexe roche mère-altérite-sédiment est le facteur dominant de la concentration moyenne minérale, c'est la principale matière traversée par les flux d'eau. C'est en effet à son contact et par dissolution que l'eau se charge en composés chimiques. Ce phénomène est d'autant plus important que la roche est altérable et/ou soumise à un climat et une végétation favorisant cette altération. La présence dans des quantités variables dans les eaux des paramètres minéraux est une caractéristique intrinsèque du bassin versant. Elle s'enrichit en fonction de la roche dominante et informe également des temps de trajet de l'eau. Par exemple les roches carbonatées sont sujettes à la dissolution et aux écoulements karstiques, contrairement à des roches magmatiques moins érosives et favorisant des écoulements superficiels.

L'activité biologique et les apports anthropiques ont un rôle important sur les cycles biogéochimiques. Parmi les nutriments, les dérivés azotés, phosphorés et carbonés ont une place particulière dans la chaîne trophique. La flore et la faune sont consommateurs de ces divers paramètres chimiques pour leur croissance et jouent donc le rôle de préleveur. Mais à leur mort, les processus de décomposition permettent leur relargage (ex : feuilles mortes). Dans les conditions favorables (présence d'énergie sous forme de dioxygène en milieu aérobie ou notamment nitrate en anaérobie), l'activité microbienne agit comme lyse de la matière organique qui sera ensuite transférée vers la rivière au gré des événements hydrologiques. L'homme par ses activités industrielles et agricoles marquées a un impact sur la qualité de l'eau, et tout particulièrement sur les nutriments (Herlevi et al., 2013).

Les nutriments rejoignent le réseau hydrographique de manière diffuse ou ponctuelle. Par ponctuel nous entendons les apports localisés en un point tels que les rejets anthropiques (stations d'épuration, industriels, eaux pluviales urbaines), dissociés des apports météorologiques. Par opposition aux apports ponctuels, les apports diffus rejoignent le réseau de manière *diffusive*, par lessivage des sols, ou des ruissellements sur surfaces imperméabilisées. Les apports diffus sont plus compliqués à distinguer étant donnée la multitude des sources, processus et voies d'écoulement existants.

Si la composition chimique des rivières est si complexe, est-il pertinent d'envisager son utilisation comme indice de similarité entre deux bassins versants ? A partir d'un large jeu de données de la qualité de l'eau synoptique, nous proposons de répondre à cette question

en testant un à un les principaux effets impliqués dans la convolution de la concentration moyenne de l'amont vers l'aval :

- La géographie du territoire : son rôle dans l'émergence d'une concentration stable en tête de bassin.
- La non-linéarité des processus : rôle de la taille du bassin versant dans la modulation de la concentration moyenne.
- La topologie du réseau hydrographique : le mélange des eaux.

Tableau 3.1 – Principaux anions et cations majeurs, leur(s) origine(s) principale(s) dans l'eau de surface et les valeurs seuils du bon état écologique lorsque disponibles (MEEM, 2016)

Paramètre	Symbole ou For- mule	Origine	Bon état écologique [$mg.l^{-1}$]
Carbone organique dissous	COD	Biologique/Anthropique	0-5
Orthophosphate	PO_4^{3-}	Minérale/Biologique/Fertilisant	0-0,1
Phosphore total	P_{tot}	Minérale/Biologique/Fertilisant	0-0,05
Nitrate	NO_3^-	Biologique/Fertilisant	0-10
Ammonium	NH_4^+	Biologique	0-0,1
Nitrite	NO_2^-	Biologique	0-0,1
Hydrogénocarbonate	HCO_3^-	Minérale	-
Calcium	Ca^{2+}	Minérale	-
Sulfate	SO_4^{2-}	Minérale/Fertilisant	-
Magnésium	Mg^{2+}	Minérale	-
Potassium	K^+	Minérale/Fertilisant	-
Chlorure	Cl^-	Minérale/Atmosphérique/Fertilisant	-
Sodium	Na^+	Minérale/Atmosphérique	-
Silice	SiO_2	Minérale	-

Cet état de l'art a pour objectif de fournir un aperçu suffisamment exhaustif de la complexité de l'hydrochimie afin de pouvoir aborder la question de la similarité entre bassins versants grâce la composition chimique des eaux.

3.2 Articulation hydrogéomorphologique du bassin versant et conséquences sur le cycle biogéochimique

Dans l'approche hydrologique à base géomorphologique utilisée en partie 1, nous distinguons le versant du réseau à cause des processus hydrologiques qui leur sont propres. L'hydrologie de versant nécessite une analyse en détail de sa géomorphologie et une connaissance approfondie des processus hydrologiques à son échelle, alors qu'au sein du réseau le fonctionnement est simplifié. Tout comme pour l'hydrologie, nous pouvons segmenter le bassin versant pour distinguer les différents compartiments impliqués dans les cycles biogéochimiques.

3.2.1 Le versant et la nappe

Le versant est à l'interface entre l'atmosphère et le substrat rocheux. Les paysages sont essentiellement constitués des versants, il ont de fait un rôle prépondérant dans le cycle biogéochimique. Selon la saison et les battements de nappe, le versant peut également être connecté à la nappe, favorisant ainsi des voies d'écoulements alternatives jusqu'au réseau, et donc une connectivité variable dans l'espace et le temps pour certains paramètres. De nombreux hot spots existent au sein du versant. "Les *hot spots* biogéochimiques sont des patches présentant des vitesses de réaction disproportionnées par rapport à la matrice environnante". "Les *hot moments* biogéochimiques sont de courtes périodes au cours desquelles les vitesses de réaction sont disproportionnées" (McClain et al., 2003). Ce sont des zones sensibles aux perturbations physico-chimiques, et à la connectivité hydrologique développée avec les zones adjacentes. Les sols humides et organiques, qui favorisent une activité biologique sont des hot spots (Lidman et al., 2014), tout comme les dépressions topographiques ou peuvent s'accumuler la matière organique et l'azote (Kuglerova et al., 2014). Les zones humides sont également des hot spots, de par le contrôle qu'elles exercent sur C, N, et P. Nous pouvons distinguer deux types de zones humides : la zone riparienne qui borde le réseau, et les zones humides "topographiques" qui sont des dépressions ou s'accumule l'eau (ex : tourbières). La zone humide riparienne est un compartiment clé du bassin versant, à l'interface entre le versant, la rivière et la nappe. Elle est située le long du lit et des rives du cours d'eau et s'identifie par sa végétation particulière (la ripisylve) (Tansley, 1911), et peut s'étendre jusqu'aux plaines d'inondation (Anderson, 1987). C'est un important écotone (Décamps et Naiman, 1990) dont le rôle de barrière ou de conduit dans la réponse hydrologique et hydrochimique a été mis en évidence à maintes reprises (Brinson et al., 1984, Burt et Pinay, 2005, Mulholland, 1992). De par sa connectivité avec les compartiments hydrologiques adjacents, la plupart des processus à l'oeuvre en son sein dépendent des fluctuations de niveau d'eau, et ce à l'échelle de l'événement hydrologique comme de la saison (Dupas et al., 2015a,b, Humbert et al., 2015). Les zones humides "topographiques" sont des sources de matière organique et ont un rôle significatif sur le cycle du carbone (Aitkenhead et al., 1999).

3.2.2 Le réseau

Le corridor aquatique est dominé par l'advection et les temps de transfert sont bien inférieurs à ceux que l'on retrouve au sein du versant et de la nappe. Ce compartiment n'étant pas fermé, il laisse supposer de nombreux échanges aux interfaces avec les autres compartiments que sont la zone humide riparienne, la nappe et la zone hyporhéique, et en assure une certaine régulation (Pinay et Decamps, 1988, Wriedt et al., 2007). Bien que les temps de transferts associés au passage dans le réseau soient négligeables en comparaison des versants, limitant ainsi l'interaction physico-chimique, il existe de nombreux processus "in-stream". Contrairement à la zone humide riparienne, le mouvement des masses d'eau et la photosynthèse algale autorisent un renouvellement des quantités d'oxygène et donc une activité biologique différente (Battin et al., 2008). Par exemple, Köhler et al. (2002) ont montré que la photo-dégradation de la matière organique dans les cours d'eau pouvait être conséquente. L'hyporheos, soient les surfaces

saturées en eau directement sous et adjacentes au cours d'eau un rôle important dans la régulation hydrochimique. C'est une zone active d'échange avec les eaux de surface stimulant l'activité biologique et certains processus biogéochimiques qui lui sont propres (Burt et al., 2010).

De manière générale les cycles biogéochimiques sont fortement couplés et l'étude d'un paramètre en particulier est souvent ardue sans une compréhension globale de leurs interactions (Burt et al., 2010, Clément et al., 2005).

3.3 La variabilité hydrochimique dans les cours d'eau

La composition chimique des cours d'eau est étroitement liée aux couplages hydrologiques, biogéochimiques et anthropiques avec la nappe, la zone humide riparienne, le versant et la zone hyporhéique. Le moteur hydrologique est une composante essentielle de la variabilité hydrochimique observée aux différentes échelles spatiales et temporelles. En effet, la complexité hydrologique est entièrement transposée aux dynamiques hydrochimiques. Il est ainsi possible d'observer des comportements différents d'un endroit à l'autre, d'une saison à l'autre, et même à l'échelle de l'événement hydrologique.

3.3.1 La variabilité spatiale

L'hétérogénéité géographique de la composition chimique est indéniable (Lintern et al., 2018a). Il existe une multitude de facteurs susceptibles d'en être responsables, et cela est encore plus vrai selon l'échelle étudiée. A l'échelle du macro-pore, ce sont les processus physico-chimiques qui sont essentiellement à l'oeuvre (solubilité, conditions chimiques, biologie...). Plus l'échelle s'agrandit, plus ce sont les éléments du paysages et son organisation (Temnerud et al., 2007, Viaud et al., 2004), voire sa composition globale qui sont impliqués (Barré et al., 2017, Cuoco et al., 2017, Thomas et al., 2016). A partir d'un large jeu de données de qualité de l'eau en Belgique, Brogna et al. (2017) ont identifié une relation claire entre concentration en NO_3^- et PO_4^{3-} avec respectivement l'agriculture et l'artificialisation des sols. L'artificialisation étant le facteur dominant dans les zones fortement urbanisées alors que c'est avant tout l'agriculture dans les zones rurales. Le couvert forestier est positivement corrélé à l'oxygène dissous, mais négativement corrélé à NH_4^+ , NO_2^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} et Cl. Dans leur synthèse, Giri et Qiu (2016) recensent les variables d'occupation du sol impactant la qualité de l'eau. A partir de ces observations, ils proposent sur un bassin versant suburbain hétérogène, une méthode de détection des zones de pollution diffuse (Giri et al., 2016). A l'échelle plus locale, Mengistu et al. (2014) puis Li et al. (2015) mettent en évidence le rôle de la topographie sur le taux d'export annuel du COD, NO_3^- , TDP, COI (inorganique). Ils suggèrent également le rôle prépondérant de l'occupation du sol, de la température et de la pluviométrie. Pratt et Chang (2012) montrent quant à eux que la variabilité spatiale de la qualité de l'eau semble gouvernée par le taux d'occupation du sol artificialisé en saison humide, et plutôt par la topographie en saison sèche. Ce comportement saisonnier des facteurs de contrôle est analogue à celui observé en hydrologie aux différentes échelles spatiales (Sanford et al., 2007). Lintern et al. (2018b) explorent en Australie la variabilité spatiale des particules en suspension et des nutriments à partir de 102 bassins

de caractéristiques très différentes. Il en ressort que les caractéristiques statiques naturelles du bassin (hydrologie, géologie, climat, topographie) sont les facteurs de premier ordre de la variabilité spatiale de la composition chimique. Lintern et al. (2018a) synthétisent le rôle qu'exercent ces différents facteurs géographiques en distinguant leur impact sur la quantité mobilisable, la mobilisation, et la distribution des sédiments en suspension, NO_3^- et PO_3 et les paramètres géogéniques (figure 3.1). Par exemple, la végétation limite la mobilisation sous forme particulaire. La géologie et le type de sol sont bien corrélés aux paramètres géogéniques dominants dans les cours d'eau. Mais ils expliquent aussi la magnitude des nutriments lorsque la géologie est sédimentaire. Les caractéristiques de la roche telles que son érodabilité, sa capacité d'adsorption ou ses propriétés hydrodynamiques influencent la quantité mobilisable et sa mobilisation. La topographie exerce un contrôle sur la vitesse d'écoulement, et donc l'érosion et la capacité de transport. Le climat agit également sur la variabilité spatiale. Par exemple, des températures plus élevées sont corrélées à une proportion moins importante de nutriments, probablement car elles influencent une activité biologique plus élevée. D'un autre côté, une température plus élevée augmente la minéralisation alors que des amplitudes thermiques importantes (phénomènes de thermoclastie et cryoclastie) impliquent une plus grande fracturation. Enfin, la pluviométrie et l'hydrologie du bassin versant influencent la quantité mobilisable et le transport. Selon l'intensité et la profondeur de la pluie, l'effet érosif (effet *splash*) puis le transport par ruissellement de surface augmentent alors que les conditions hydrologiques favorisent certains types d'écoulement préférentiel. Par exemple une hydrologie dominée par l'écoulement souterrain favorisera le transport des matières sous formes solubles, alors que les écoulements de surface sont plutôt particulaires. En plus des multiples interactions entre ces différents facteurs, Gergel (2005) a montré que la distance de la source par rapport au réseau a une importance sur son impact effectif.

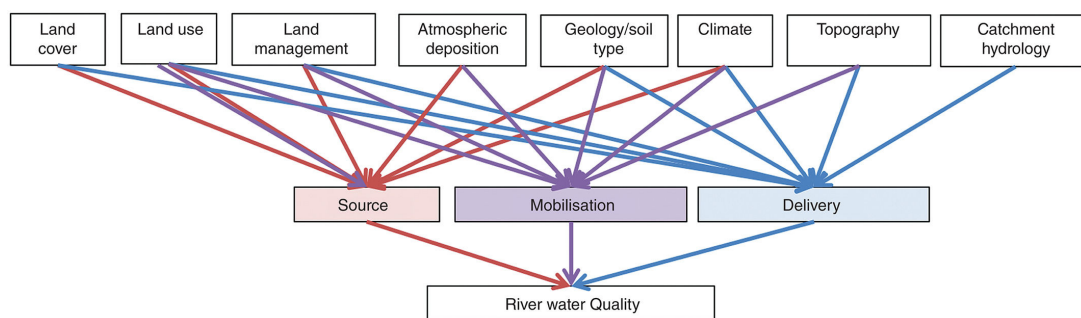


FIGURE 3.1 – Synthèse des facteurs susceptibles de modifier la concentration. Ces facteurs peuvent agir sur la quantité de matériel mobilisable (particulaire ou dissoute), sur la mobilisation dans le versant et la distribution au réseau. Schéma tiré de Lintern et al. (2018a)

Compte tenu de la variabilité spatiale naturelle observée pour l'ensemble de ces facteurs indépendants de l'homme, nous concevons l'existence d'une grande variabilité spatiale des concentrations, et ce même dans une région dont les caractéristiques structurelles semblent identiques.

3.3.2 Les dynamiques temporelles

Les progrès en hydrologie de versant effectués ces dernières décennies ont ouvert un vaste champ d'étude pour la compréhension des transferts de soluté (Beven, 2006, Kirkby, 1978). Inversement, la compréhension de ces transferts a été une source d'information sur le fonctionnement hydrochimique de certains bassins versants. Depuis, les dynamiques temporelles hydrochimiques de nombreux composés ont été mis en évidence. Les propriétés physico-chimiques des paramètres, les différentes formes solubles ou particulières ainsi que leurs interactions avec le vivant influencent leur distribution dans les différents réservoirs (Aubert et al., 2013). C'est par exemple le cas du nitrate ou des ions chlorures, stockés dans les eaux de nappes dont le transfert est assuré essentiellement en hiver lorsque la nappe remonte jusqu'au versant (Aubert et al., 2013, Jiang et al., 2015, Molenat et al., 2008). Le carbone organique dissous est transféré pendant les crues par les écoulements de sub-surface (Aubert et al., 2013, Boyer et al., 1998, Humbert et al., 2015, Lambert et al., 2013, Morel et al., 2009), ou encore depuis la zone humide riparienne (Boyer et al., 1998, Dupas et al., 2015b, Fovet et al., 2015, Humbert et al., 2015, Inamdar et al., 2006, Lambert et al., 2013). Une analyse plus précise des différentes formes de carbone organique dissous peut de plus révéler la source exacte (Humbert et al., 2015). Le phosphore est moins soluble que le carbone et le nitrate, sa dynamique est plus complexe et peut révéler différentes formes d'écoulement. Ainsi le phosphore particulaire peut se déplacer pendant une crue par ruissellement de surface, alors que la forme dissoute sera sensible aux battements de nappes et aux alternances de conditions redox dans la zone humide riparienne (Dupas et al., 2015a,b). De manière générale, la dynamique hydrologique et hydrochimique en période estivale est plus complexe car très hétérogène, contrairement à l'hiver où les sols sont saturés en eau et favorisent la connectivité versant-nappe. L'export de ces deux paramètres est plus important en période de hautes eaux, lorsque la nappe est à son niveau maximal. Ces différentes dynamiques sont illustrées sur la figure 3.2. Nous pourrions d'ailleurs nous référer au schéma de synthèse en annexe (annexe A.1) pour plus de précisions sur les dynamiques à l'échelle de la saison et de l'événement hydrologique. Les conditions hydrologiques hivernales sont par ailleurs à l'origine d'un comportement spatial plus homogène de la composition chimique des cours d'eau (Zimmer et al., 2012) car le versant et la rivière sont connectés par la nappe.

3.3.3 La REA, ou quand l'hydrologie et l'hydrochimie convergent

Tout comme en hydrologie, l'évolution amont-aval de la concentration moyenne n'est pas linéaire avec la taille du bassin versant. La variabilité spatio-temporelle soulevée auparavant est à l'origine d'une large gamme de concentrations, celle-ci étant d'autant plus marquée à mesure que l'on remonte vers l'amont du réseau hydrographique (Wolock et al., 1997). Le réseau hydrographique est convergent, intégrateur. Les rivières drainent des affluents puis se déversent dans un fleuve qui va lui-même se jeter dans l'océan. L'évolution de la morphologie du cours d'eau (Montreuil et al., 2011), des échanges de flux le long du corridor aquatique (Peralta-Tapia et al., 2015) et leurs processus propres sont donc susceptibles de modifier la composition chimique.

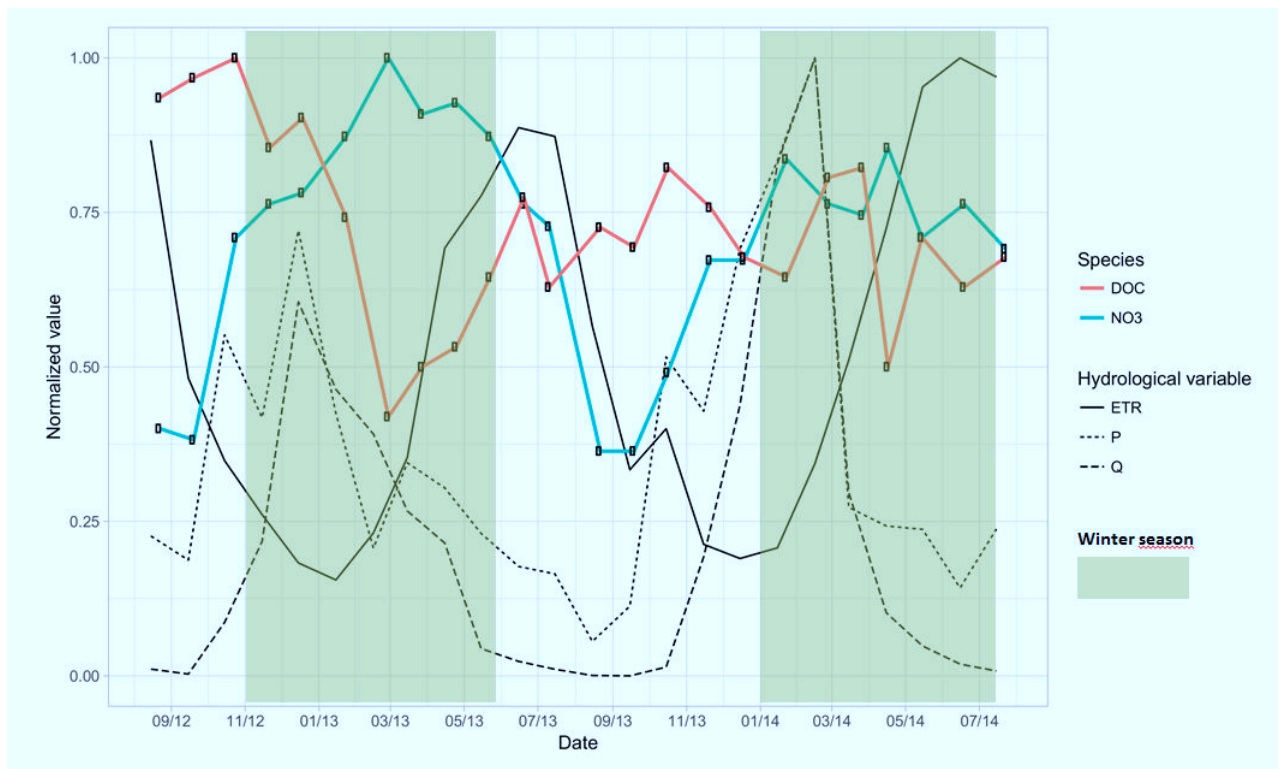


FIGURE 3.2 – Saisonnalité hydrologique à l'échelle d'un bassin versant et effet sur la chimie du cours d'eau. Exemple de l'Evel à Baud (479 km²) sur 2 années hydrologiques entre septembre 2012 et août 2014. Données issues de la chaîne de modélisation SAFRAN-ISBA-MODCOU au pas de temps journalier et à la maille 64 km² (Habets et al., 2008).

Le *scaling*, soit la mise à l'échelle, qui consiste à agréger/désagréger un processus identifié à petite/grande échelle est clairement une tâche difficile (Blöschl, 2001). En hydrologie du bassin versant, la REA "aire critique à laquelle les hypothèses implicites du continuum peuvent être utilisées sans connaître le caractère variable des paramètres, bien que certaines connaissances des distributions sous-jacentes puissent encore être nécessaires" (Wood et al., 1988), illustre bien la problématique d'échelle. L'existence d'une REA en hydrologie s'observe par l'émergence d'un signal stable, intégré de la variabilité du versant. Elle s'explique par une dominance de la réponse hydrologique du réseau par rapport aux processus de versant. Sous la REA, la réponse hydrologique est très variable. Au delà elle est intégrée et se stabilise. Un certain nombre de recherches ont abordé la question de la REA sous l'angle des dynamiques hydrochimiques en période de basses eaux. Au moyen de 11 bassins emboîtés allant de 0,2 à 166,3 km², Wolock et al. (1997) ont montré l'existence d'une REA se stabilisant autour de 3 km² à partir des concentrations en carbone organique dissous, en aluminium total, à la somme des cations, la capacité de neutralisation de l'acide et du pH. A l'aide de la concentration en silice dissoute, Uchida et al. (2005) et Uchida et Asano (2010) ont également prouvé par l'expérimentation l'existence d'une REA sur des bassins montagneux, d'une taille de 1 km². Ils ont également montré la forte hétérogénéité spatiale de la réponse de versant, dans une région pourtant homogène (Uchida et Asano, 2010). L'utilisation de traceurs a montré que les unités du paysage ont une forte influence sur la

réponse hydrologique. A l'échelle de l'événement hydrométéorologique, Didszun et Uhlenbrook (2008) ont pu montrer à partir de la silice une REA de 2 et 4 km² sur respectivement des bassins de 40 et 258 km². Il y a bel est bien une convergence entre la REA estimée grâce à la réponse hydrologique et la REA estimée via la concentration d'un paramètre donné. Dans les deux cas une stabilisation de la concentration est observée ce qui implique qu'une seule mesure en un point du réseau situé au-delà de la REA est suffisante pour extrapoler l'information au reste du tronçon (Wolock et al., 1997). Nous pouvons alors commenter la définition de la REA :

Du point de vue de l'hydrochimie, la REA est atteinte lorsque une concentration stable émerge en tête de bassin versant, ce dernier n'étant alors plus affecté par la contribution diffuse, naturelle, du versant. Ceci est vrai sur les bassins du premier ordre, et reste vrai tant que persiste la stabilisation.

Afin d'illustrer cette proposition de définition, un schéma conceptuel proposé en figure 3.3. Cette figure représente un petit bassin versant REA dont les versants ont un fonctionnement hydrochimique hétérogène. De chacun de ces versants sort un flux d'eau et de paramètre chimique alimentant le cours d'eau. Sur les premiers kilomètres du réseau hydrographique la concentration mesurée est très variable (cyan et bleu). L'affluent en rive gauche (le cours d'eau principal) acquiert une concentration stable avant la confluence (violet) qui n'est pas impactée ni par les versants, ni par l'affluent en rive droite car la stabilité de la REA est atteinte.

3.4 Avancées en modélisation hydro-biogéochimique

La qualité de l'eau est donc une question centrale pour les gestionnaires. Le réseau de mesure Français dispose d'une densité importante de sites d'observation, à une échelle temporelle souvent mensuelle. Cette densité permet d'avoir une bonne idée de la variabilité spatiale, mais pas de la variabilité temporelle associée. C'est notamment le cas lors d'événements hydrométéorologiques, favorables au transfert de certains paramètres tels que le phosphore et le carbone, ou la dilution d'autres. L'information mensuelle peut alors se révéler insuffisante. Ces dernières décennies ont vu d'importants progrès sur la connaissance des processus et ont permis une avancée dans la prédiction des flux et concentrations de soluté au niveau du bassin versant, ou même sur le linéaire d'un cours d'eau. Tout comme l'hydrologie, il n'existe pas qu'une seule façon de prédire la concentration moyenne d'un bassin versant. Chaque méthode possède ses avantages et inconvénients, et son utilisation sera préconisée selon l'objectif visé. Une large partie des informations de cette section est issue de la très documentée revue bibliographique des modèles d'émission de N et P vers les masses d'eau (Dupas et al., 2011). Les types de modélisation suivants sont classés par ordre croissant de complexité et de réalisme.

Les modèles statistiques Ils sont souvent employés étant donnée la simplicité de leur mise en place. Contrairement aux débits, les flux de nutriments sont relativement bien corrélés à certaines métriques paysagères à des échelles de temps annuelle ou pluri-annuelles. Parmi cette famille de modèle nous pouvons citer les régressions utilisant le NANI (Net Anthropoc Input)

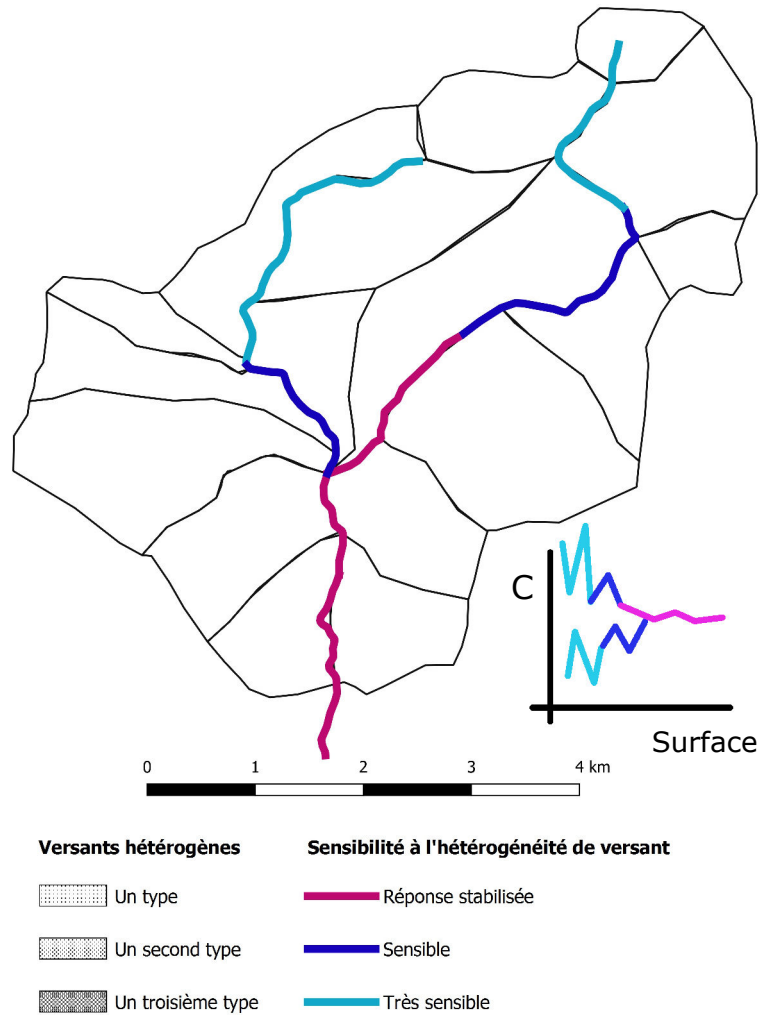


FIGURE 3.3 – Concept de l’Aire Élémentaire Représentative (REA) au sens hydrochimique

(Howarth et al., 2006, 1996), ou encore la méthode proposée par Alexander et al. (2008) basée notamment sur la densité de population. Cependant leur utilisation sera réservée à des pas de temps de modélisation au moins annuels.

Les modèles conceptuels simples Ils sont une seconde catégorie très similaire aux régressions, à la différence qu’ils distinguent la contribution des sources de pollution diffuses de la contributions des sources ponctuelles selon l’équation 3.1.

$$L = a * (PS + b * DS) \quad (3.1)$$

avec L la production annuelle d’azote/phosphore d’un bassin versant [kg/an], PS la quantification des sources ponctuelles [kg/an], DS la quantification des sources diffuses [kg/an], a et b les coefficients de transfert et/ou abattement respectivement dans le réseau hydrographique et

dans le versant. L'ensemble des modèles de cette catégorie sont structurés selon l'équation 3.1, seule la manière dont est estimée a et b varie. Cette catégorie est illustrée par des modèles tels que GREEN (Grizzetti, 2006), SPARROW (Alexander et al., 2000, Smith et al., 1997) pour le nitrate et le phosphore, ou encore GLOBAL-NEWS2 pour les différentes formes d'azote (Dumont et al., 2005).

Les modèles conceptuels semi-empiriques Ils se basent sur la compréhension des processus de transfert et de rétention des nutriments au sein du bassin versant et se rapprochent en cela des modèles conceptuels à réservoirs utilisés en hydrologie. Les relations entre les compartiments peuvent donc être décrites selon une approche à bases physiques et/ou empirique. Par exemple le modèle MONERIS décrit pas moins de 7 voies de transfert différentes vers le cours d'eau (Behrendt et al., 2003). Nous pouvons citer encore MITERRA (Velthof et al., 2009) ou encore POLFLOW (Wit, 2001). Ces modèles fonctionnent au pas de temps annuel, voire sur 5 ans pour POLFLOW. Bien que théoriquement plus réalistes, ces modèles sont calibrés sur des valeurs d'entrée qui ont été fixées à partir d'études locales sur des terrains bien définis. Nous pouvons donc nous poser la question de la transposabilité dans des bassins versants de structures paysagères plus complexes. Parmi cette famille nous pouvons également citer les modèles de mélange tels que EMMA (End Member Mixing Analysis) (Christophersen et Hooper, 1992). Dans ce concept, nous supposons que la concentration mesurée dans le cours d'eau est issue d'un mélange de plusieurs "membres" au faciès hydrochimique connu. Ce principe suppose la stabilité des concentrations au sein des membres au cours du temps, simplifiant alors l'interprétation. Cette hypothèse simplificatrice peut néanmoins se révéler fautive compte tenu du temps variable de contact de l'eau avec la roche (Anderson et al., 1997), des cinétiques de minéralisation liées au type de sol (Li et al., 2018, Maher, 2011), et des facteurs biotiques et abiotiques variables dans l'espace et le temps.

Les modèles à bases physiques Ils sont les plus complets de la série. Ils résultent essentiellement de couplages entre différents modèles (cycle des nutriments dans les sols et dynamiques hydrologiques et hydrogéologiques). La plupart d'entre eux sont à l'origine construits pour décrire les dynamiques hydrochimiques à l'échelle de la parcelle, mais ont été étendus ensuite aux têtes de bassin versant. Nous pouvons citer parmi eux la série de modèles de l'USDA : CREAMS, GLEAMS, AGNPS, ANSWERS et dernièrement SWAT qui est un modèle 3D (Arnold et al., 1998). Le modèle INCA pour le nitrate (Whitehead et al., 1998) est également une référence sur les plus grands bassins, et a été dérivé pour le carbone et le phosphore (INCA-C et INCA-P). Les modèles TNT et TNT2 (Beaujouan, 2001, Oehler et al., 2009) ont la particularité d'intégrer le modèle hydrologique TOPMODEL couplé au module de croissance des plantes STICS (Brisson et al., 1998) et fonctionnent de manière entièrement distribuée, la taille de la maille étant définie par la maille du modèle numérique de terrain. Les modèles à bases physiques sont performants mais plus gourmands en données d'entrée, ce qui est problématique pour la mise en place opérationnelle. Certaines simplifications peuvent néanmoins être effectuées, telles que l'utilisation de HRU (Homogeneous Response Units) par SWAT, limitant alors le

nombre de données nécessaires. Le niveau de détail atteint par les approches physiques permet de procéder à des simulations au pas de temps journalier, mais rarement en dessous (Cannavo et al., 2008). QUAL-NET, issu de Minaudo et al. (2018) propose cependant un couplage entre un modèle thermique T-NET, et un modèle biogéochimique RIVE afin de simuler l'ensemble des processus biogéochimiques au sein du corridor aquatique de la Loire (approx. 43000 km²) au pas de temps horaire. Sur une simulation continue de 2 années de 2012 à 2014, ils obtiennent des biais et écarts types de 0,4 (+/- 1,5) mgC.L⁻¹ pour COD, 0,1 (+/- 0,4) mgN.L⁻¹ pour NO₃⁻, et -2 (+/- 14) µg.L⁻¹ pour PO₄³⁻.

3.4.1 Limitations des modèles actuels, quid des grands bassins versants ?

Dans leur synthèse sur les systèmes de modélisation distribués, Wellen et al. (2015) ont analysé 257 publications scientifiques utilisant des modèles physiques distribués, semi-distribués ou conceptuels, afin d'en observer la qualité de prédiction. Les variables simulées varient selon le modèle, les cinq plus communes étant le débit, le nitrate, les sédiments, le phosphore total, le nitrate total et le phosphore inorganique dissous. Les gammes de surface couvertes vont de 10 à 10000 km², et seules 2 études ont été effectuées à l'échelle régionale (>35000 km²). Il apparaît également que 92% des études sont effectuées au pas de temps journalier ou mensuel, ce qui est problématique vue les nombreux processus infra-journaliers (demande biologique en oxygène, premier flush, fonte des neiges, écoulement dominant...). Les auteurs mettent également en avant que seuls 4% différencient les voies d'écoulement (nappe, versant), les autres 96% simulant à l'exutoire du bassin. Les modèles hydrobiogéochimiques manquent de méthodes de contrainte, les simulations étant alors principalement conditionnées par des règles empiriques, non-robustes. On retrouve ici le problème de l'équifinalité évoquée en partie 1 : la bonne réponse au problème (bonne qualité de simulation) est obtenue pour les mauvaises raisons (mauvais paramétrage ou mauvaise conceptualisation du système étudié).

3.4.2 Conclusion

L'un des objectifs de la thèse est de simuler un flux hydrochimique à l'exutoire "cible" d'un bassin versant à partir de la transposition d'un hydrogramme depuis un bassin versant "donneur" jaugé. Nous identifions deux défis majeurs. Le premier concerne l'efficacité du modèle hydrologique. Le deuxième consiste à trouver une façon de coupler un modèle purement hydrologique basé sur l'observation, à l'information hydrochimique également ponctuellement disponible. Le modèle à base géomorphologique et son inversion s'inspirent de l'idée que l'organisation naturelle du réseau hydrographique contrôle la réponse hydrologique à l'exutoire du bassin versant. Cette information facilement disponible facilite alors l'obtention d'une fonction de transfert. Les hypothèses simplificatrices telles que celle de la linéarité de la vitesse au sein du réseau autorisent l'extension de ce type de modélisation aux bassins non-jaugés. C'est dans cette école de pensée que s'inscrit notre choix d'utilisation de l'information hydrochimique. L'idée sous-jacente à l'exploration de l'organisation spatiale des composition chimiques, ou encore de leur émergence à différents degrés de développement du réseau hydrographique, nous informe sur

la façon dont elles sont convoluées. Cette idée de parallélisme avec l'hydrologie est par ailleurs illustrée par l'existence d'une REA en hydrologie mais également sous l'angle de l'hydrochimie. La compréhension de la variabilité spatiale de la composition chimique à l'échelle de la REA peut ensuite ouvrir des perspectives de formalisation des problèmes de modélisation. Cependant, la question de l'évolution de la composition chimique à des bassins de tailles supérieures reste une inconnue. Deuxièmement, estimer un flux à des pas de temps infra-journalier à l'exutoire d'un bassin, qu'il soit jaugé ou non nécessite l'estimation préalable de sa dynamique hydrologique. Actuellement peu de modèles ont cette vocation, d'autant plus lorsque l'objectif est de la prédiction en bassin non-jaugé. La densité du réseau de mesure quantité/qualité français sera mise à profit dans le chapitre suivant pour explorer comment émergent les compositions chimiques des bassins versants, comment elles évoluent ensuite au sein du réseau hydrographique. Nous espérons ainsi dégager de ces observations des informations pour nous aider à améliorer la modélisation.

L'émergence des comportements hydrochimiques

4.1 Introduction

Il n'existe pas beaucoup d'études analysant des données de qualité de l'eau à l'échelle synoptique (Lintern et al., 2018b, Minaudo, 2015, Moatar et al., 2017). Le jeu de données présenté à la suite est adapté à notre objectif d'identification de comportements hydrochimiques émergents, selon la géographie, et l'échelle. En effet, le domaine d'étude couvre une large gamme de géographies opposant l'ouest agricole-humide Breton au sud-est montagnard naturel de la haute-Loire. Mais il couvre également un grand ensemble de *niveaux d'intégrations* depuis la REA, la tête de bassin versant, les bassins de méso-échelle puis à l'échelle synoptique. L'exercice de transposition est alors bien desservi par les nombreuses *configurations* (couple de bassins versants donneur-cible) possibles. Nous allons dans ce chapitre valoriser un maximum de données au travers de douze paramètres hydrochimiques, puis nous recentrer sur deux en particulier dont la densité de mesure est supérieure. A partir de ces différents *faciès* (ensemble des mesures de paramètres hydrochimiques en un point du réseau hydrographique) et de deux nouveaux indices, nous allons faire une analyse de la variabilité spatiale, et d'échelle.

4.2 Matériel et choix méthodologiques

4.2.1 Domaine d'étude

Notre domaine d'étude est constitué de la péninsule Bretonne, du sud de la Normandie, des hauts de Seine, des côtiers Vendéens et de la Loire. La figure 4.1 représente l'extension spatiale du domaine d'étude. Les points affichés représentent l'ensemble des sites d'échantillonnages potentiels. Cette configuration nous permet ainsi une grande variété de bassins en termes de taille, de géologie et d'occupation du sol.

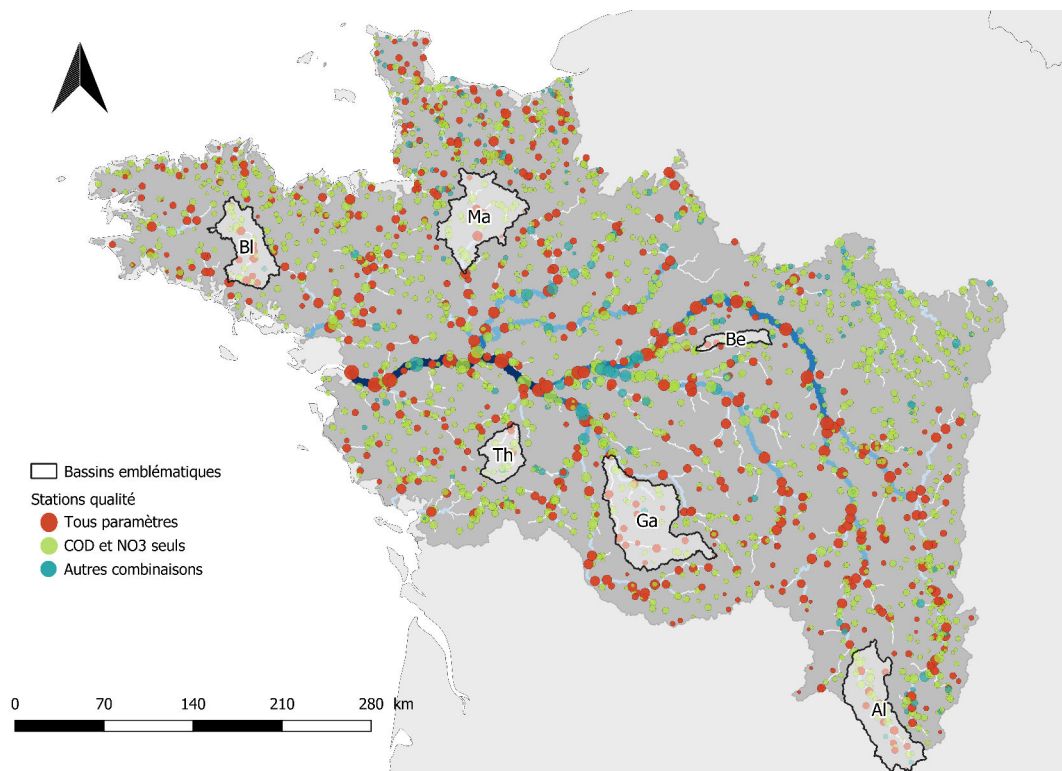


FIGURE 4.1 – Domaine d'étude constitué du bassin versant de la Loire, de la péninsule Bretonne, la Normandie sud, les fleuves côtiers Vendéens, et le haut de Seine ainsi que six bassins emblématiques du domaine.

La Loire

Le bassin de la Loire est le plus grand de France avec une surface totale de 117 356 km² (SANDRE). Son cours d'eau, d'une longueur de 1006 km prend sa source au pied du Mont Gerbier-de-Jonc, dans un massif volcanique et constitue dans cette partie la Loire supérieure. Son principal affluent en rive gauche est alors l'Allier, d'une taille équivalente (14000 km²). La Loire moyenne traverse ensuite les calcaires lacustres de la Beauce, et se caractérise par une activité karstique importante. Elle y reçoit les eaux de nombreux affluents importants en rive gauche (Cher, Vienne, Thouet, Indre, Sèvre Nantaise, Beuvron) et droite (Mayenne, Loir, Sarthe formant la Maine). Enfin, la Loire inférieure débouche sur l'océan, traversant des zones fortement artificialisées. Tout au long de son trajet, la Loire parcourt différents contextes hydro-géo-climatiques, dont les conséquences sont directement ressenties sur l'hydrologie des affluents. La Loire constitue donc un jeu de données synoptique intéressant pour notre travail sur la concentration compte tenu de l'importante gamme de fonctionnements hydrologiques, de géographies et de tailles.

Choix de 6 bassins emblématiques

Au delà de l'analyse synoptique sur l'ensemble du domaine, six bassins-versants de méso-échelle sont choisis comme "emblématiques" du domaine. Ces bassins justifient d'un nombre suffisant de sites instrumentés et d'emboîtements, c'est-à-dire cinq, pour observer une variabi-

lité spatiale de la concentration. Parmi ces bassins, cinq se déversent directement ou par l'intermédiaire d'autres cours d'eau dans la Loire, un autre est Breton. Le tableau 4.1 et les figures 4.2 et 4.3 décrivent les caractéristiques hydrologiques, climatiques et géographiques de ces six bassins emblématiques. Outre leurs particularités physiographiques, ces bassins sont suffisamment grands pour analyser l'influence de la taille sur leur comportement amont-aval.

Tableau 4.1 – Caractéristiques des 6 bassins emblématiques (Amplitude et moyenne). Le "nombre de sous-bassins" et "d'emboîtements" correspondent respectivement au nombre de sites d'échantillonnages. La pluie efficace est la partie de la pluie contribuant au ruissellement. C'est une variable estimée par le modèle météorologique SAFRAN (Habets et al., 2008).

Nom (id)	Surface (km ²)	Altitude moyenne (m)	Annual Pluie efficace (mm)	Neige (mm équivalent eau)	Ordre de Strahler	Sous-bassins	Emboîtements
Beuvron (Be)	1450	65-209 (128)	197-267 (226)	11-19 (13)	5	15	7
Blavet (Bl)	1937	15-326 (166)	397-635 (508)	5-22 (12)	5	30	11
Allier (Al)	2948	396-1563 (974)	110-1344 (272)	35-224 (116)	5	38	13
Thouet (Th)	3269	31-286 (134)	131-353 (197)	4-11 (8)	5	40	11
Gartempe (Ga)	3896	62-715 (271)	158-548 (278)	10-51 (22)	6	33	7
Mayenne (Ma)	5816	26-431 (170)	177-435 (284)	9-32 (22)	6	61	11

4.2.2 Base de données

Météorologiques

La chaîne de modélisation SIM (Habets et al., 2008) est constituée d'un modèle météorologique (SAFRAN), d'un modèle de surface (ISBA) et d'un modèle hydrogéologique (MODCOU). Elle permet de calculer un certain nombre de variables météorologiques au pas de temps journalier sur la métropole à la maille de 8x8 km². Ces données sont disponibles gratuitement sur la publithèque de Météo-France pour un usage de recherche <https://publitheque.meteo.fr/>

Géographiques

Les données géographiques sont constituées du premier niveau de CORINE LANDCOVER 2006 (figure 4.2), et de la géologie simplifiée en 11 classes fournie par le BRGM (figure 4.3). CORINE est décrite selon plusieurs niveaux, mais nous nous restreignons au premier qui dif-

férencie territoires artificialisés, territoires agricoles, forêts et milieux semi-naturels, zones humides (au sens marais), et surfaces en eau. La carte géologique simplifiée distingue les roches sédimentaires (calcaires/marnes/gypse, grès, argiles, craies, sables), des roches magmatiques (granites, basaltes et rhyolites), des roches métamorphiques (Schistes et grès, gneiss, ophiolites, micaschistes). L'information sur les zones humides potentielles en bas de versant est également

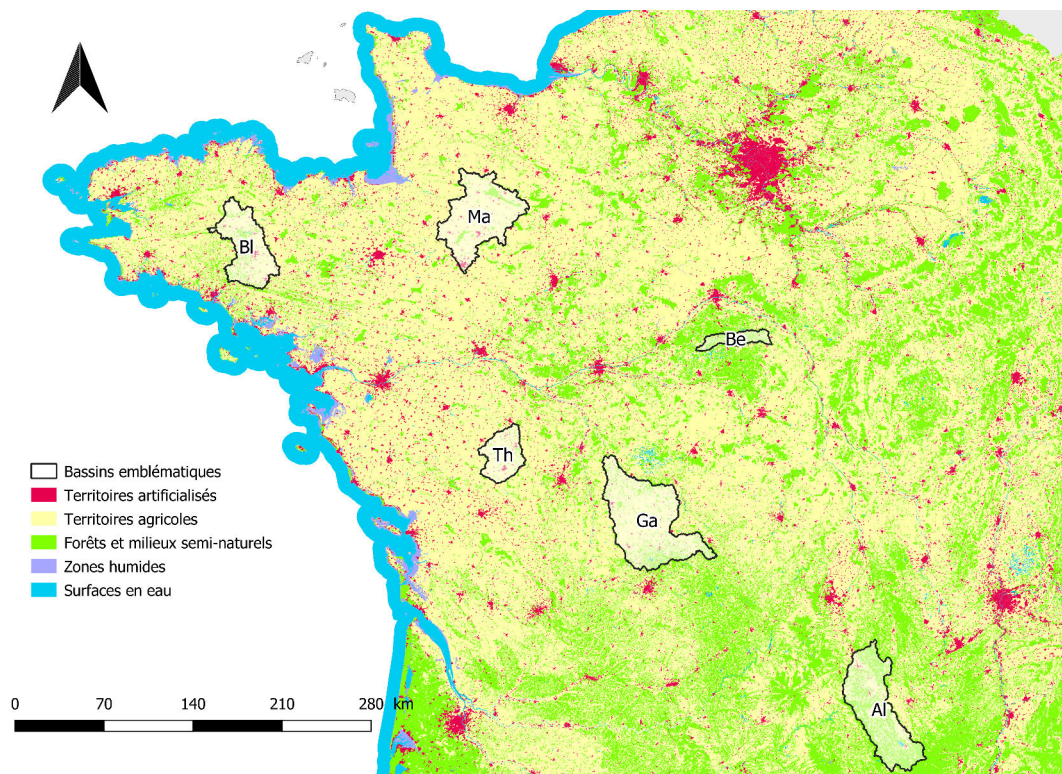


FIGURE 4.2 – Position des 6 bassins versants emblématiques sur la carte du premier niveau d'occupation du sol CORINE LAND COVER 2006.

utilisée (Source : UMR 1069 SAS INRA - Agrocampus Ouest / US 1106 InfoSol INRA) afin d'obtenir une information sur le potentiel de dénitrification. Cette information est dérivée en trois niveaux : potentiel fort, intermédiaire, faible. Nous nous restreignons à l'utilisation des zones humides de potentiel fort.

Morphométriques

A chacun des sites d'étude utilisés plus tard, un bassin versant est délimité. Ce bassin versant est calculé à partir du MNT BD ALTI à la résolution 50m (IGN) à l'aide du logiciel GRASS 7.4.0. Le MNT ayant au préalable été sur-crusé par inverse de la distance au réseau hydrographique théorique (Pella et al., 2012). Cette manipulation permettant d'obtenir un réseau plus proche de la réalité. Les statistiques de réseau (rapports de Horton, topologie, surface, densité de drainage) sont calculées à l'aide du package GRASS "r.stream.stats" (Jasiewicz et Metz, 2011).

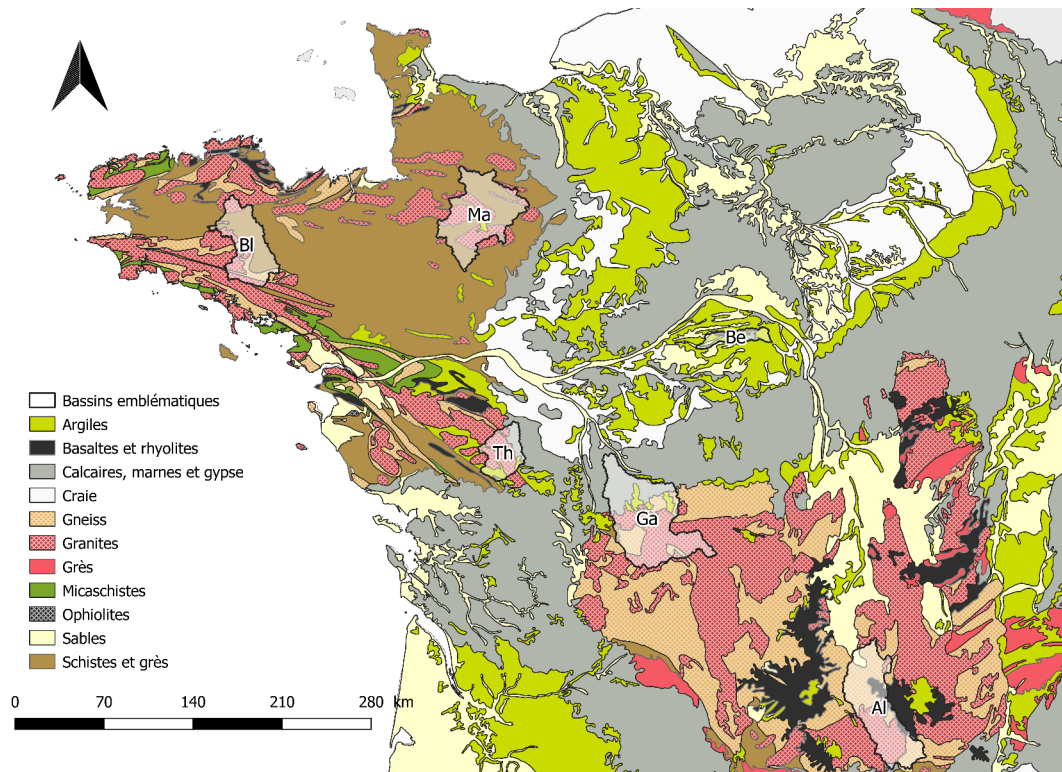


FIGURE 4.3 – Position des 6 bassins versants emblématiques sur la carte géologique en 11 classes du BRGM.

Qualité de l'eau

Les données de qualité de l'eau sont issues essentiellement des Agences de l'Eau qui s'occupent de la bancarisation puis de la distribution en ligne des informations relatives aux relevés (AELB, 2017). Dans le cadre de la thèse ces informations ont été fournies par les Agences Loire-Bretagne et Seine Normandie. Des données complémentaires ont également été ajoutées à la base via l'initiative citoyenne ECOFLUX sur treize cours d'eau Bretons. La couverture temporelle des données de qualité ainsi que la fréquence de mesure est variable entre les sites. La fréquence est dans le meilleur des cas hebdomadaire, bi-mensuelle ou mensuelle. L'échantillonnage étant plus aléatoire avant l'année 2000, nous considérerons seulement les mesures ultérieures à cette date, c'est-à-dire entre le 1^{er} janvier 2000 et le 31 décembre 2016. Pour chaque site d'étude nous disposons alors d'une série temporelle de concentrations instantanées en COD et NO_3^- à la fréquence de mesure bi-mensuelle dans le meilleur des cas.

La disponibilité est néanmoins très variable selon le paramètre. Par exemple, l'ensemble des paramètres de type nutriment dispose de plus du double de mesures par rapport au reste des paramètres géogéniques (tableau 4.2). Nous souhaitons un compromis entre un nombre important de données, et une fiabilité sur la mesure. De nombreux effets de seuil sont observés sur PO_4^{3-} et P_{tot} à cause de la limite de détection. Pour des raisons de représentation statistique, COD et NO_3^- seront systématiquement utilisés. L'usage de PO_4^{3-} et P_{tot} sera plus ponctuel. Une série de huit paramètres alternatifs d'origine géogénique est également utilisée pour ce travail et permettra des analyses secondaires. Ceci porte l'analyse à douze paramètres, dont deux

systematiques (COD et NO_3^-).

Tableau 4.2 – Ensemble des paramètres disponibles et nombre d'échantillonnages depuis le 01/01/2000 jusqu'au 31/12/2016.

Paramètre	Nombre d'échantillons
NO_3^-	543407
COD	503933
PO_4^{3-}	542142
P_{tot}	529819
Cl^-	164960
Mg^{2+}	162235
Ca^{2+}	163529
Si	78274
K^+	125005
HCO_3^-	97318
Na^+	124763
SO_4^{2-}	130221

4.2.3 Période d'étude et fenêtre temporelle saisonnière

A l'échelle de la France métropolitaine, une année hydrologique peut, à partir du bilan hydrologique, se décomposer en au moins une saison hivernale et une saison estivale. Les paramètres, transportés par l'eau, sont soumis à cette saisonnalité. Selon leur affinité avec le type d'écoulement dominant, ils vont être retrouvés en quantité différente et permettre de distinguer les écoulements dominants : souterrains, de surface, ou de sub-surface.

La question de la fenêtre temporelle apparaît donc comme un premier choix critique pour procéder à une analyse systématique sur un territoire aussi vaste que notre domaine d'étude.

Comme Zimmer et al. (2012), nous faisons l'hypothèse que la variation temporelle des dynamiques hydrochimiques est spatialement homogène en hiver, car les flux de sub-surface sont uniformes. Pour cette raison, les données qualité utilisées sont restreintes à l'hiver hydrologique, dont l'étendue est estimée dans la section suivante.

4.2.4 Pré-traitement des données

Fenêtre temporelle

Afin de définir la période hivernale, une méthode de détection des points de rupture dans les concentrations est appliquée pour chacune de ces séries à l'aide du package R (Team, 2018) "change point" (Killick et al., 2012), à l'aide de la méthode PELT (Killick et al., 2012). La pénalité choisie (sensibilité au changement) est la pénalité d'Hannan-Quinn (Hannan et Quinn, 1979). Ainsi pour chaque année hydrologique, nous obtenons la date à partir de laquelle les

concentrations sont maximales, et une date à partir de laquelle les concentrations sont au plus bas.

Filtre sur les valeurs extrêmes

Nous faisons l'hypothèse que pour l'essentiel les mesures sont effectuées en dehors des crues, mais cette hypothèse est difficilement vérifiable lorsque la donnée hydrométrique n'est pas disponible sur le site de mesure. Afin de s'affranchir en partie de cette inconnue, un filtre sur les valeurs extrêmes est appliqué, ces valeurs extrêmes étant associées à des erreurs de mesure ou des étriages/crues (dilution ou concentration). Ce filtre utilise l'IQR (interquartile range) (McAlister, 1879) selon l'équation 4.1.

$$Q_1 - 1,5 \times IQR \leq \nu \leq Q_3 + 1,5 \times IQR \quad (4.1)$$

avec ν les échantillons conservés au cours des 17 hivers.

4.2.5 Base de données d'étude

La plupart des points de rupture détectés avec la méthode de "changepoint" se produisent entre septembre et décembre pour le COD, et en décembre et avril pour NO_3^- . Ce résultat est cohérent avec la saisonnalité expliquée auparavant (fortes valeurs NO_3^- en hiver, fortes valeurs de COD à la reprise des écoulements en automne). En conséquence, la période hivernale systématique commence le premier janvier et termine le premier mai de chaque année. Au total, 119 697 échantillons sont retenus, dont 57 474 pour COD et 62 223 pour NO_3^- . Le filtre sur les valeurs extrêmes réduit le nombre d'échantillons à 116 493 dont 54 889 pour COD et 61 604 pour NO_3^- .

Enfin, les échantillons ν conservés pour chaque paramètre sur les 17 hivers sont moyennés sur chacun des sites. Ces concentrations moyennes hivernales interannuelles correspondent aux réponses hydrochimiques fonctionnelles hivernales du bassin versant. Ainsi chaque bassin versant est identifié par un vecteur V d'une ou plusieurs de ces concentrations moyennes hivernales interannuelles :

$$V = \begin{bmatrix} \text{NO}_3^- \\ \text{COD} \\ \text{PO}_4^{3-} \\ P_{tot} \\ \text{Cl}^- \\ \text{Mg}^{2+} \\ \text{Ca}^{2+} \\ \text{Si} \\ \text{K}^+ \\ \text{HCO}_3^- \\ \text{Na}^+ \\ \text{SO}_4^{2-} \end{bmatrix}$$

Plus tard dans le manuscrit, ce vecteur sera repris sous le terme de *faciès hydrochimique*. Au sens de la cristallographie, un faciès est un ensemble de caractères pétrographiques et paléontologiques définissant un dépôt ou une roche (CNRTL, 2018). Par parallélisme, le fa-

ciès hydrochimique est l'ensemble des caractères hydrochimiques traduisant une structure type d'un bassin versant. Afin d'alléger le texte, les concentrations moyennes hivernales interannuelles constituant ce faciès seront par la suite appelées *concentrations moyennes*.

Au total, il y a 2223 sites sur lesquels au moins une concentration moyenne (sur les douze possibles) a été calculée. En effet, l'échantillonnage est hétérogène selon le lieu, un faciès hydrochimique est donc rarement exhaustif des douze paramètres (la figure 4.1 permet de s'en apercevoir.) Seuls 582 sites possèdent un faciès complet. Au final, 2147 et 2092 concentrations moyennes sont obtenues pour respectivement NO_3^- et COD, sur autant de sites, dont 2048 appartiennent à des sites communs aux deux paramètres. Parmi ces 2048 sites, 1123 sont situés dans le bassin de la Loire, et 919 dans les autres bassins. A titre indicatif, le tableau 4.3 synthétise le nombre de sites sur lesquels a été calculé une concentration moyenne selon le paramètre.

Tableau 4.3 – Nombre de concentrations moyennes obtenues par paramètres suite au pré-traitement des données.

Paramètre	Nombre de sites
NO_3^-	2147
COD	2092
PO_4^{3-}	2141
P_{tot}	2125
Cl^-	1081
Mg^{2+}	1064
Ca^{2+}	1059
Si	985
K^+	844
HCO_3^-	839
Na^+	838
SO_4^{2-}	829

Les 2223 sites ont une superficie comprise entre 3,8 et 116 798 km² (figure 4.4). Cette configuration de bassins ne peut pas adresser la question de l'émergence de la REA. Néanmoins, elle permet un certain nombre d'emboîtements, et une forte puissance statistique. Ainsi, nous pouvons observer comment est intégrée la concentration moyenne depuis la REA vers la méso-échelle et finalement l'échelle synoptique.

4.3 Variabilité spatiale synoptique de la concentration moyenne

4.3.1 Variabilité géographique

Le territoire sélectionné dans ce travail de thèse a l'avantage de couvrir une large gamme des déterminants de la concentration moyenne. La traduction de cette diversité est représentée pour COD et NO_3^- dans la figure 4.5. La cartographie révèle une organisation spatiale des concentrations moyennes quel que soit le paramètre, cette organisation étant particulièrement marquée pour COD, NO_3^- et visible à partir des bassins emblématiques. Par exemple, l'Allier

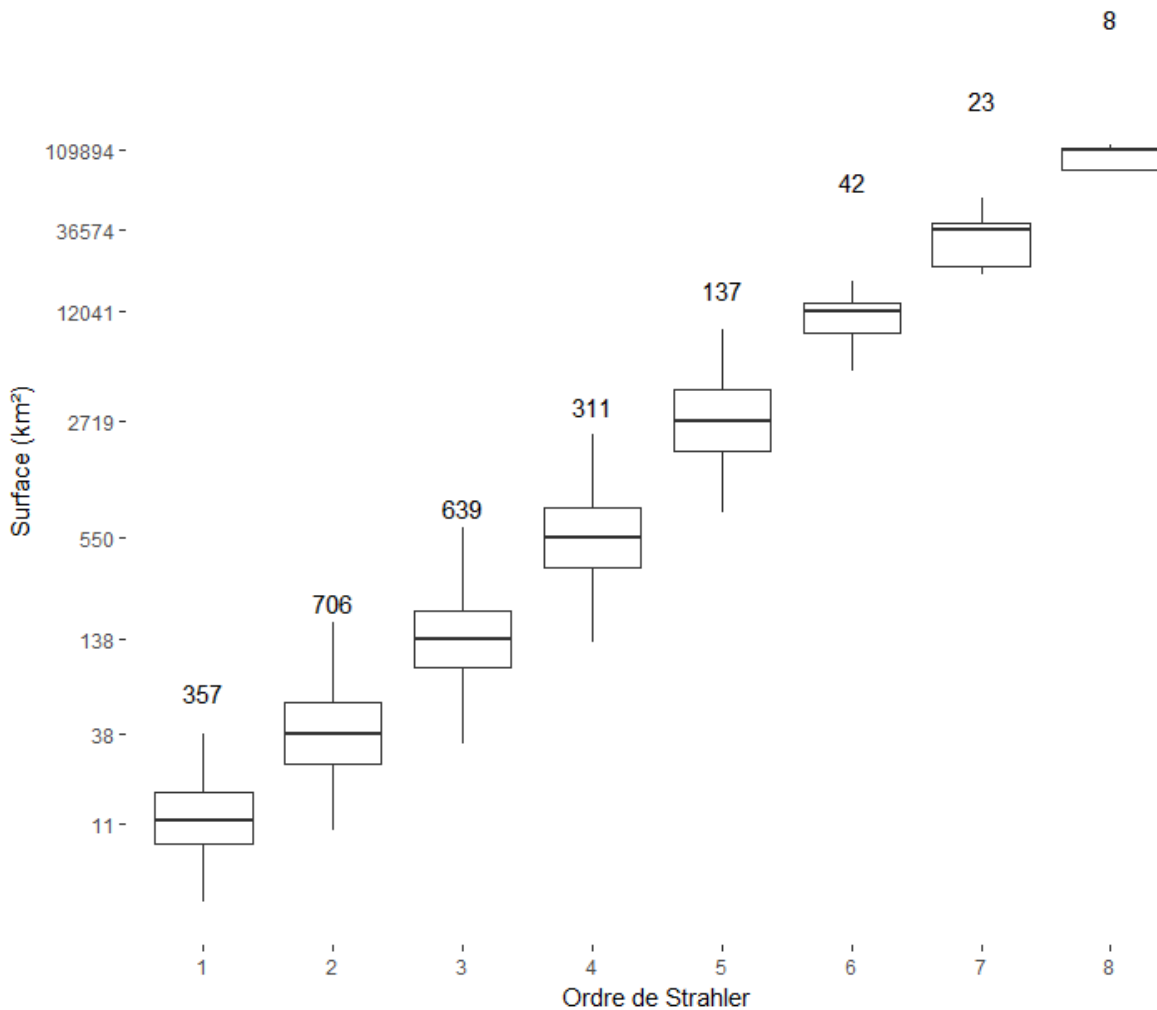
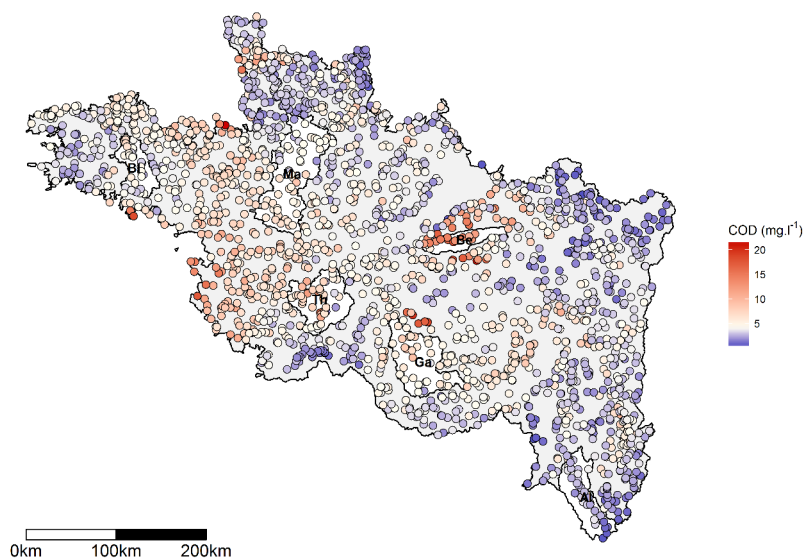


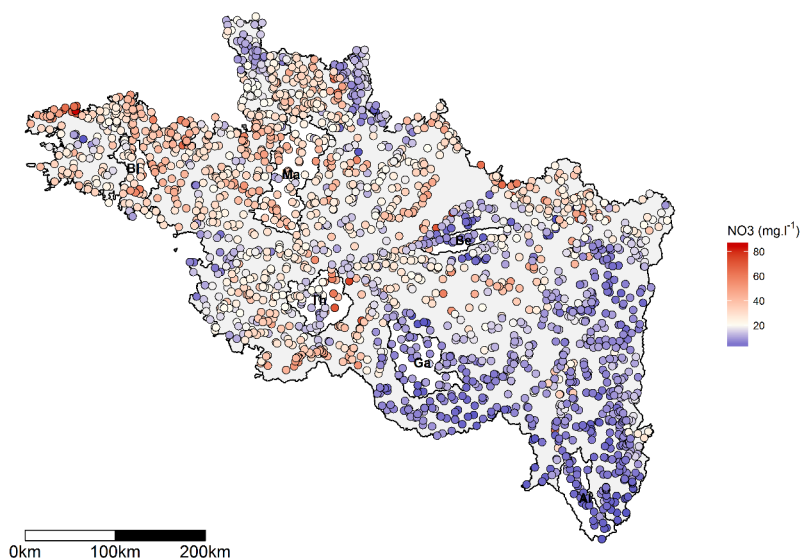
FIGURE 4.4 – Statistiques de surface des 2223 sites étudiés, en fonction de leur ordre de Strahler. Le nombre au dessus de chaque boîtes à moustaches correspond au nombre de sites au sein de la classe d'ordre de Strahler.

(Al) est caractérisé par de faibles concentrations moyennes relativement aux autres régions. La Loire aval, la Mayenne (Ma) et le Blavet (Bl) au contraire se distinguent par de fortes concentrations moyennes. Le Beuvron (Be) et dans une moindre mesure la Gartempe (Ga), au centre du domaine sont singuliers avec des concentrations moyennes en COD élevées, mais très faibles en NO_3^- . Le Thouet (Th) montre une plus grande diversité de la concentration moyenne pour les deux paramètres. La cartographie des concentrations moyennes pour les autres paramètres est présentée en annexe (annexe A.2).

Cette organisation spatiale n'est pas due au hasard et elle indique l'existence d'un lien entre la géographie et le faciès hydrochimique. Les différences qui s'observent entre paramètres indiquent quant à elles la complémentarité de chaque paramètre pour révéler certains écoulements dominants.



(a) Carbone organique dissous



(b) Nitrate

FIGURE 4.5 – Répartition spatiale des concentrations moyennes hivernales interannuelles en COD (a) et NO_3^- (b). Les bassins versants emblématiques sont également représentés et illustrent la particularité de leur faciès hydrochimique.

Cette répartition régionale du faciès hydrochimique pourrait être expliquée par des variables géographiques. Pour ce faire, nous faisons le choix de l'ACP (Analyse en Composantes Principales).

Analyse en Composantes Principales (ACP) L'Analyse en Composantes Principales est une méthode d'analyse statistique multivariée. Elle est utilisée pour comprendre l'origine de la variance des *individus* d'un système au regard d'attributs, les *variables*. L'ACP est pra-

tiquée sur une matrice des N individus par M variables, formant un nuage de points répartis dans un repère à M dimensions expliquant 100% de la variance. Le but de l'ACP va être de réduire le nombre de dimensions à un minimum optimal permettant de perdre le moins d'information possible (minimisation de la distance entre les points), mais maximiser l'inertie totale du nuage (maximiser la dispersion). Afin de réduire les dimensions, de nouveaux axes principaux (les composantes principales) sont construits par recombinaison linéaire des M variables initiales. De cette manière, il est possible de simplifier la compréhension du jeu de données en expliquant les axes principaux à partir des M variables initiales, et ultimement identifier des groupes d'individus relativement identiques (la hiérarchisation). Il est possible d'ajouter à l'analyse des *variables supplémentaires* qui ne serviront pas à calculer les nouveaux axes, mais pouvant servir à l'interprétation de ces derniers.

Pour cette étude, nous utilisons comme variables principales les 582 sites pour lesquels le faciès hydrochimique est exhaustif. En guise de variables supplémentaires, nous employons pour chaque site (et donc bassin versant) le taux de chaque classe géologique et d'occupation du sol, ainsi que la pluviométrie, la température moyenne interannuelles (sur les 17 années), et le taux de zone humide potentiel fort. Ainsi, 76,16 % de la variance des 12 concentrations moyennes serait expliquée par les trois premiers axes de l'ACP. Nous nous restreindrons donc à commenter ces trois composantes (tableau 4.4).

Tableau 4.4 – Résultats de l'ACP sur les concentrations moyennes en NO_3^- , COD, Mg^{2+} , SO_4^{2-} , K^+ , Cl^- , Ca^{2+} , HCO_3^- , SiO_2 , PO_4^{3-} , P_{tot} , Na^+ communes à 582 sites.

	eigenvalue	percentage of variance	cumulative percentage of variance
PC1	5,53	46,05	46,05
PC2	2,18	18,15	64,20
PC3	1,44	11,96	76,16
PC4	0,95	7,88	84,05
PC5	0,62	5,13	89,18
PC6	0,43	3,58	92,75
PC7	0,32	2,70	95,46
PC8	0,23	1,95	97,41
PC9	0,18	1,54	98,95
PC10	0,07	0,60	99,55
PC11	0,05	0,43	99,97
PC12	0,00	0,03	100,00

Les résultats de l'analyse des 12 concentrations moyennes sur les trois premiers axes ainsi que les résultats sur les variables géographiques supplémentaires sont présentés dans le tableau 4.5 et en graphiques via la figure 4.6. Le premier axe est positivement corrélé à l'ensemble Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} et dans une moindre mesure à PO_4^{3-} et NO_3^- . Il existe également une corrélation positive avec Ca^{2+} , HCO_3^- et COD mais ces variables sont mal projetées (cos2 faible). En dehors de Si, cet axe 1 explique près de la moitié de la variance totale (46,05%). Cela signifie que lorsque un site présente une concentration moyenne élevée, alors très souvent, les autres sites le seront également. Le second axe oppose HCO_3^- , Ca^{2+} , NO_3^- , SO_4^{2-} (corrélation

positive) à COD, K^+ , Na^+ , P_{tot} (corrélation négative), mais seuls HCO_3^- , Ca^{2+} et COD y sont bien projetés. Le troisième axe oppose PO_4^{3-} , P_{tot} , Si, COD (positivement corrélés) à NO_3^- , Mg^{2+} , Na^+ , Cl⁻ mais seuls NO_3^- , PO_4^{3-} et Si y sont correctement projetés. Une fois les axes construits, les variables supplémentaires sont utilisées pour alimenter la première interprétation sur les concentrations moyennes (tableau 4.5). Toutes les variables supplémentaires ne sont pas bien projetées sur les axes principaux (cos2 proches de 0). Au premier axe principal sont associés positivement et significativement le taux de surface agricole et la température moyenne, mais négativement le taux de forêt et la pluie moyenne annuelle. Le second axe est positivement corrélé au taux de roches calcaires, et négativement à la proportion de roches cristallines. Le troisième axe est positivement corrélé au taux de forêt, de roches détritiques, et négativement au taux d'agriculture, de roches cristallines et à la pluie moyenne annuelle. Cependant aucune de ces variables supplémentaires n'est bien projetée.

Interprétation Le premier axe n'oppose pas les paramètres mais explique une grande part de leur variance. Cela est notamment visible sur les paramètres géogéniques. Nous pouvons alors penser que cet axe est expliqué non pas par les propriétés structurales des bassins versants, mais plutôt par le "moteur hydrologique" de la dynamique hydrochimique et/ou la sensibilité à l'érosion qui sont des facteurs de *mobilisation* pour reprendre le terme de Lintern et al. (2018a). La dynamique est avant tout gouvernée par l'hydrologie, et donc le climat. Le potentiel érosif est relié quant à lui d'une part au climat, mais aussi au type de sol et à l'occupation du sol. Ce premier axe est en effet expliqué par la pluviométrie moyenne, la température, le taux d'agriculture et le taux de forêts. L'agriculture (hors élevage) peut être un facteur d'érosion car les sols sont travaillés et moins maintenus. Le second axe est clairement relié à la géologie, opposant les bassins versants sur socle des bassins versants sur roches calcaires. La géologie n'explique pas la variance des concentrations moyennes autres que HCO_3^- et Ca^{2+} . C'est-à-dire que l'axe explique la variabilité interclasse (cristallin vs. calcaire) mais pas la variabilité au sein de ces classes. Enfin, le troisième axe explique la variance des nutriments mais ne semble pas être associé à une quelconque des variables supplémentaires. Cela pourrait indiquer des apports ponctuels importants qui ne sont pas pris en compte dans cette ACP géographique. L'activité biologique peut être écartée étant donné que les concentrations moyennes étudiées sont estimées en hiver. De même il n'y a aucun lien avec la dernière variable potentiellement suspectée : le taux de surface à fort potentiel de zones humides.

Ces résultats synoptiques montrent que le faciès hydrochimique est issu d'une combinaison de plusieurs variables géographiques et climatiques, impliquées dans les cycles biogéochimiques. Ces facteurs étant variables spatialement, cela soutient l'organisation régionale de la concentration moyenne, également relevée en Australie par Lintern et al. (2018a). La concentration moyenne est une caractéristique fonctionnelle du bassin versant et son utilisation comme marqueur de l'identité du bassin versant pourrait être utile pour explorer la question de la similarité hydrologique des bassins versants.

Tableau 4.5 – Corrélation (ρ) des variables supplémentaires sur les 3 premiers axes de l'ACP. La qualité de la projection de la variable selon la composante principale est informée par \cos^2 , allant de 0 à 1.

	PC1		PC2		PC3	
	ρ	cos2	ρ	cos2	rho	cos2
Variables principales						
Ca	0,45	0,20	0,86	0,73	0,15	0,02
Cl ⁻	0,90	0,81	-0,10	0,01	-0,25	0,06
COD	0,42	0,17	-0,52	0,28	0,29	0,09
HCO ₃ ⁻	0,42	0,18	0,85	0,73	0,21	0,05
K ⁺	0,84	0,71	-0,35	0,12	-0,01	0,00
Mg ²⁺	0,79	0,63	-0,07	0,01	-0,29	0,08
Na ⁺	0,84	0,70	-0,29	0,09	-0,20	0,04
NO ₃ ⁻	0,57	0,33	0,28	0,08	-0,55	0,31
PO ₄ ³⁻	0,73	0,53	-0,05	0,00	0,51	0,26
P _{tot}	0,78	0,61	-0,24	0,06	0,42	0,18
Si	-0,09	0,01	0,03	0,00	0,59	0,35
SO ₄ ²⁻	0,81	0,65	0,28	0,08	0,01	0,00
Variables supplémentaires						
Agriculture (%)	0,56	0,31	0,12	0,01	-0,30	0,09
Forêt (%)	-0,60	0,36	-0,10	0,01	0,30	0,09
Zones humides (%)	-0,07	0,00	-0,01	0,00	-0,03	0,00
Surfaces en eau (%)	-0,11	0,01	-0,11	0,01	0,06	0,00
Artificialisation (%)	0,41	0,16	-0,07	0,01	-0,03	0,00
Potentiel élevé de zone humide riparienne (%)	0,15	0,02	-0,08	0,01	-0,04	0,00
Sables (%)	-0,02	0,00	0,05	0,00	0,14	0,02
Alluvions (%)	0,19	0,04	0,03	0,00	0,07	0,00
Argiles (%)	0,21	0,04	0,41	0,17	0,08	0,01
Calcaires (%)	0,23	0,05	0,76	0,58	0,12	0,01
Roches cristallines (%)	-0,19	0,04	-0,64	0,40	-0,32	0,10
Roches détritiques (%)	-0,05	0,00	-0,20	0,04	0,30	0,09
Pluie moyenne interannuelle (mm)	-0,45	0,20	-0,31	0,10	-0,28	0,08
Température moyenne interannuelle (°C)	0,63	0,39	0,06	0,00	-0,16	0,02

4.3.2 Variabilité d'échelle

Cette première analyse a été faite sans égard à la taille des bassins versants. Nous proposons dans un deuxième temps une analyse synoptique des concentrations moyennes en fonction de la

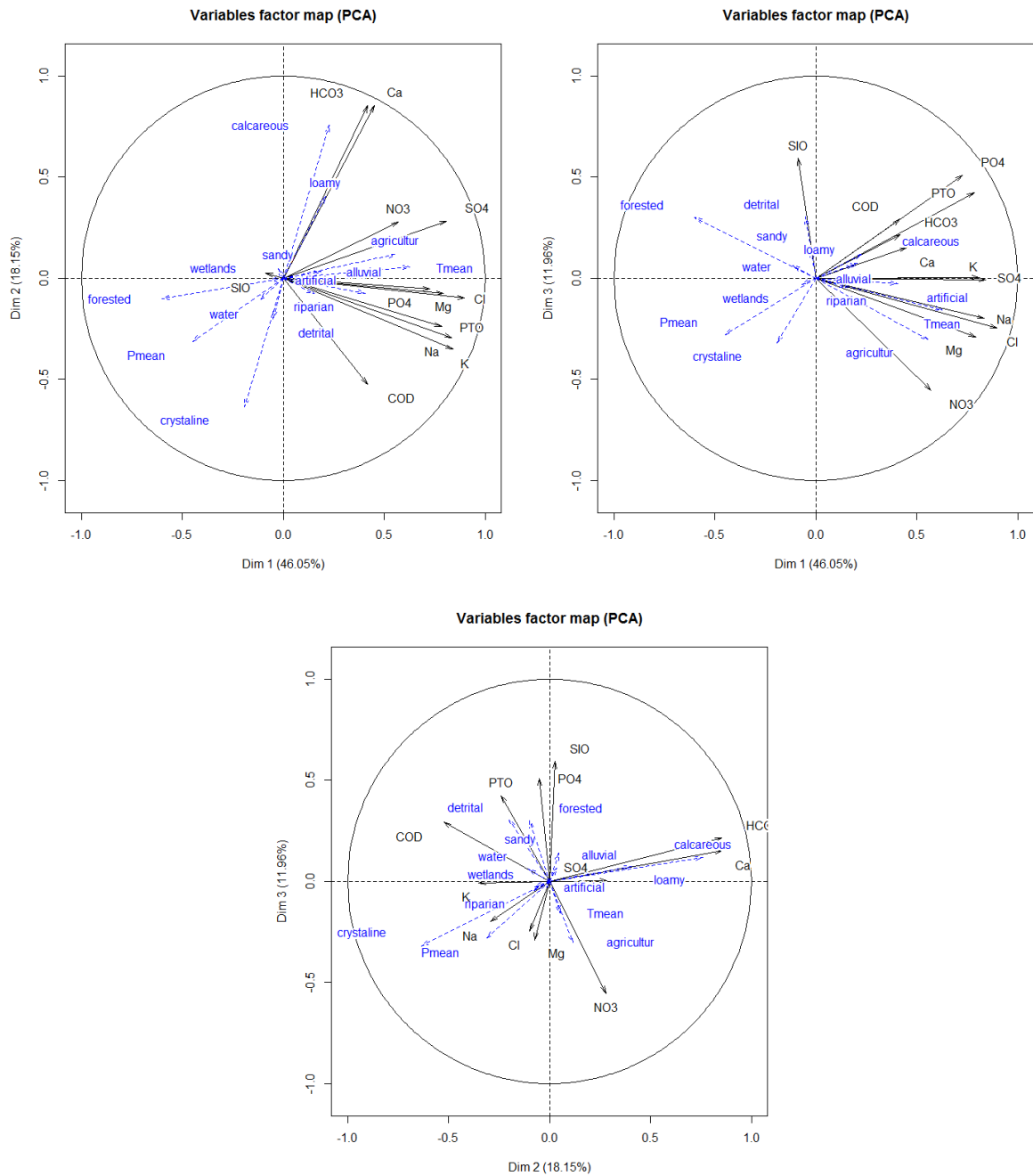


FIGURE 4.6 – Résultats de l'ACP sur les 12 concentrations moyennes et selon les 3 plans principaux.

superficie des bassins versants selon une approche plus spectrale (figure 4.7). Pour chaque paramètre, les concentrations moyennes sont représentées par taille croissante de bassin versant. Un schéma systématique se répète, avec une plage de variation importante pour les bassins de petite taille, et une stabilisation, à partir d'un *seuil synoptique*. Afin de détecter et objectiver ce seuil, l'outil de recherche de point de rupture est réemployé (Killick et al., 2012), cette fois en utilisant la méthode AMOC (At Most One Change) et la pénalité statistique BIC (Bayesian Information Criterion) (Schwarz, 1978). La méthode utilisée compare la moyenne et la variance des deux groupes pour identifier un seuil de surface et une valeur synoptique les séparant (figure

4.7). Le seuil synoptique n'est pas identique entre paramètres. En effet il peut varier de plusieurs ordres de grandeur (41 km² pour P_{tot} à 13681 km² pour NO₃⁻). Globalement, la forme de la distribution en entonnoir tend à la convergence quel que soit le paramètre, mais l'aire de la convergence varie. Par exemple, PO₄³⁻, P_{tot}, COD, Mg²⁺ et Si ont tendance à converger relativement vite, l'essentiel de la variabilité se situant en tête de bassin. A l'inverse, Ca²⁺, HCO₃⁻, NO₃⁻ se stabilisent plus tard. Par ailleurs, deux groupements distincts apparaissent dans ce schéma de convergence pour ces trois paramètres, en deçà du seuil synoptique. La forte valeur du seuil synoptique correspond alors à une stabilisation des réponses à la convergence de ces groupes (9230 km² pour Ca²⁺ et HCO₃⁻, 13681 km² pour NO₃⁻). La brusque augmentation de concentration sur les plus grands bassins (embouchure de la Loire) pour SO₄²⁻, Ca²⁺, Na⁺, Cl⁻, Mg²⁺ est due à l'influence de l'eau de l'océan Atlantique, et pour PO₄³⁻ et P_{tot} très certainement à la présence de la ville de Nantes. Cette convergence qui s'observe à l'échelle synoptique, mais aussi à la méso-échelle selon le paramètre, est analogue à celle observée sur la REA, à partir de laquelle s'observe une stabilisation de la réponse hydrologique et hydrochimique de versant.

4.3.3 Mise en place d'une méthode d'analyse synoptique de type spectral des concentrations moyennes

Trois informations nous semblent importantes pour caractériser individuellement les bassins versants au regard de leur faciès hydrochimique. La première est sa concentration moyenne représentative du contexte hydro-géo-climatique. La deuxième est sa variabilité spatiale. La dernière est la surface de stabilisation des concentrations moyennes. La première information est déjà disponible, nous proposons à la suite deux nouveaux indices pour compléter cette panoplie.

Indice de variabilité hydrochimique spatial

Les bassins versants des premiers ordres de Strahler sont uniques par leur hétérogénéité de versant, ce qui mène à des comportements hydrologiques et hydrochimiques très spécifiques. Le seuil synoptique précédemment établi permet de visualiser cette spécificité par la large gamme de concentrations moyennes sur les petits bassins. Afin de caractériser cette gamme, nous proposons l'indice de variabilité ($\sigma_{[X]}$), dérivé de la formule de l'écart-type. Cet indice permet, au sein d'une analyse de type spectral telle que la nôtre de quantifier la variabilité amont d'un bassin versant au regard du paramètre X (équation 4.2). La façon dont est calculé cet indice est schématisée en figure 4.8.

$$\sigma_{[X]} = \frac{1}{N} \sqrt{\sum (x_{[X],i} - x_{[X],exu})^2} \quad (4.2)$$

avec N le nombre de concentrations moyennes (et donc sous-bassins) disponibles à l'amont du bassin, $x_{[X],i}$ la concentration moyenne du paramètre X pour le sous-bassin i, et $x_{[X],exu}$ la concentration moyenne pour le paramètre X à l'exutoire. La formulation de l'indice impose un minimum de deux concentrations moyennes pour son calcul. Pour des raisons de représentativité statistique, un minimum de cinq concentrations moyennes est requis.

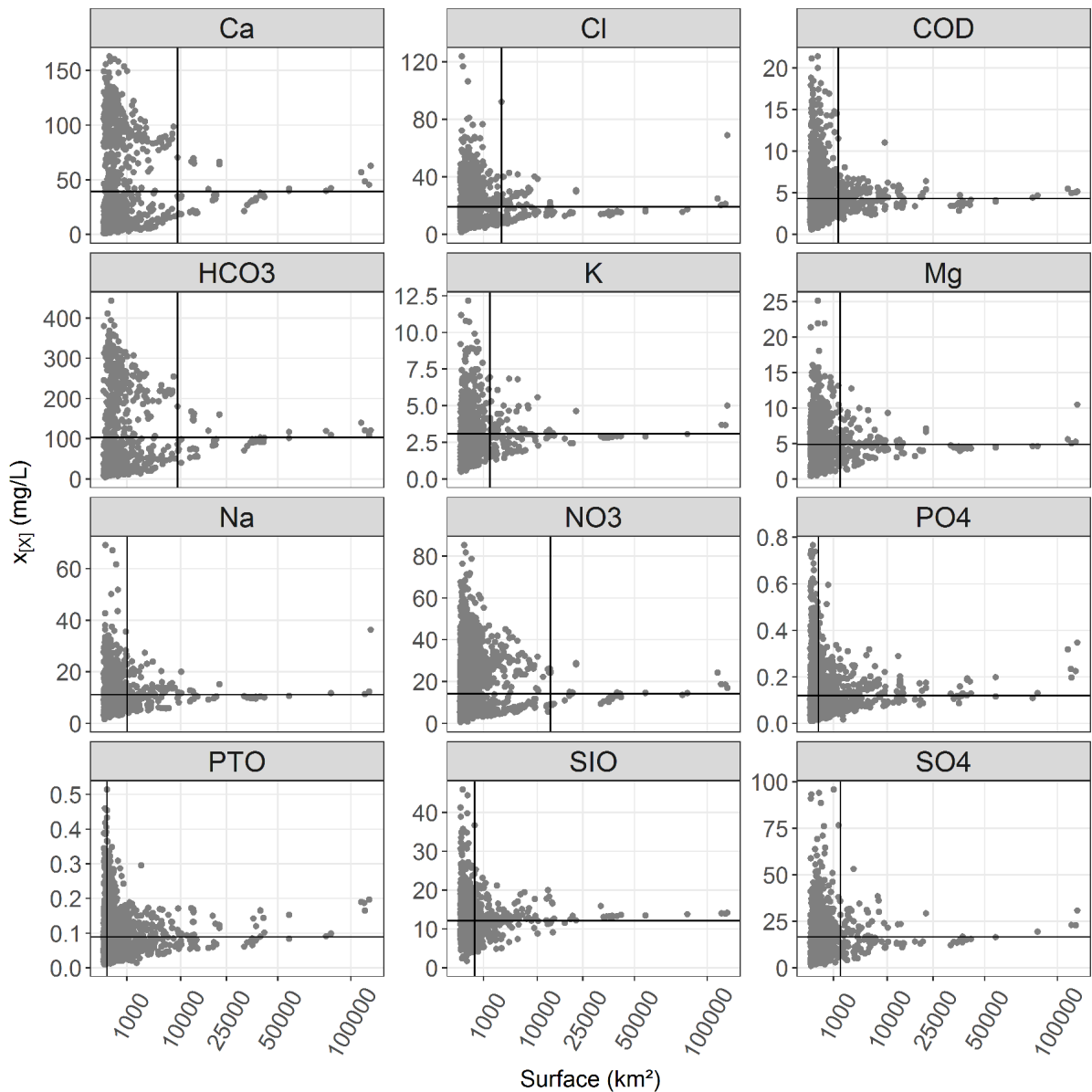


FIGURE 4.7 – Concentrations moyennes synoptiques pour l'ensemble des paramètres. Les lignes verticales correspondent à la rupture statistique en terme de surface opposant les petits bassins (large gamme de concentrations moyennes), et les grands bassins qui tendent vers la valeur synoptique (droite horizontale).

Aire Représentative (RA)

La surface à laquelle la concentration moyenne se stabilise (Aire Représentative) est obtenue à l'aide de l'indice $\sigma_{[X]}$, à partir d'un traitement binaire sur le spectre des concentrations moyennes (équation 4.3) (figure 4.8). Cette surface de stabilisation hydrochimique pour un paramètre X donné ($RA_{[X]}$) correspond à la surface représentative du bassin versant au regard du paramètre X. Ce concept est analogue à la REA, mais pour des bassins de grande taille.

$$RA_{[X]} = A(x_{[X],i} \geq x_{[X],exu} + \sigma_{[X]} \mid x_{[X],i} \leq x_{[X],exu} - \sigma_{[X]}) \quad (4.3)$$

avec A la surface du bassin. Tout comme la REA représente la surface à partir de laquelle l'hétérogénéité de la réponse de versant est neutralisée en tête de bassin, menant à l'émergence d'une nouvelle réponse, la RA représente la surface à laquelle la variabilité des concentrations moyennes de réseau sont neutralisées, menant à l'émergence d'une concentration stable.

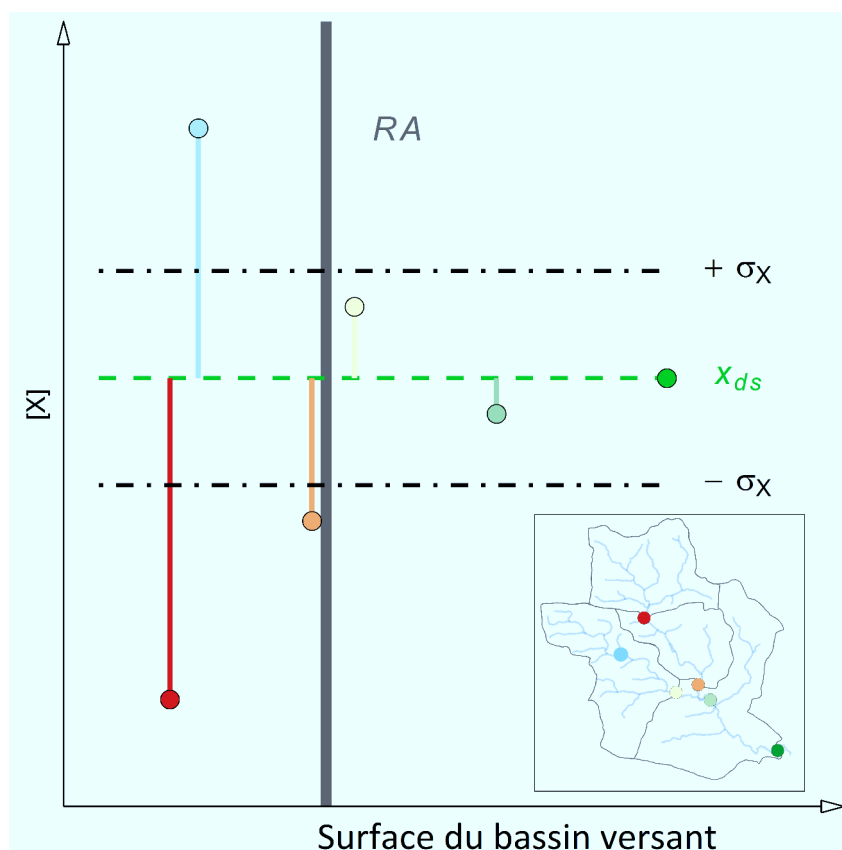


FIGURE 4.8 – Procédure d'estimation de l'indice de variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$ et de l'Aire Représentative $RA_{[X]}$ pour le paramètre X. Au moins cinq sites (donc cinq concentrations moyennes) sont nécessaires pour calculer ces indices.

Une version normalisée $RA_{n,[X]}$ est également calculée (équation 4.4).

$$RA_{n,[X]} = \frac{RA_{[X]}}{A} \quad (4.4)$$

De tels indices statistiques nécessitent un nombre suffisant pour justifier leur utilisation. Parmi les 2048 sites où la concentration moyenne a pu être simultanément calculée pour COD et NO_3^- , seuls 439 sites disposent d'au moins cinq concentrations moyennes à l'amont. Les indices hydrochimiques sont donc seulement calculés sur ces 439 sites. Cette étape limite l'utilisation des paramètres géogéniques pour cette analyse spatiale. Pour cette raison, l'analyse sur les indices sera restreinte à COD et NO_3^- . Par ailleurs ces deux paramètres sont préférés pour leur complémentarité dans l'équilibre élémentaire C/N/P, et leurs voies de transfert différentes.

4.3.4 Comportement synoptique des indices

La cartographie de l'indice de variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$ apporte une information différente de la cartographie des concentrations moyennes. Peu importe que la valeur absolue de la concentration moyenne soit élevée ou non, $\sigma_{[X]}$ indique au niveau de l'exutoire si les sous-bassins présentent des concentrations moyennes diversifiées, ou au contraire restreintes à une petite gamme.

L'indice $\sigma_{[X]}$ permet de distinguer si le bassin versant considéré est caractérisé par une homogénéité hydrochimique de ses sous-bassins ($\sigma_{[X]}$ faible), ou une hétérogénéité ($\sigma_{[X]}$ élevé) pour le paramètre X.

La figure 4.9 montre à quel point l'information apportée individuellement peut différer entre paramètres. COD peut montrer une variabilité hydrochimique différente de celle de NO_3^- . Des valeurs élevées de $\sigma_{[COD]}$ et $\sigma_{[NO_3]}$ sont communément observées dans le centre du domaine. Par contre un $\sigma_{[COD]}$ faible est observé en Bretagne, alors que $\sigma_{[NO_3]}$ y est élevé.

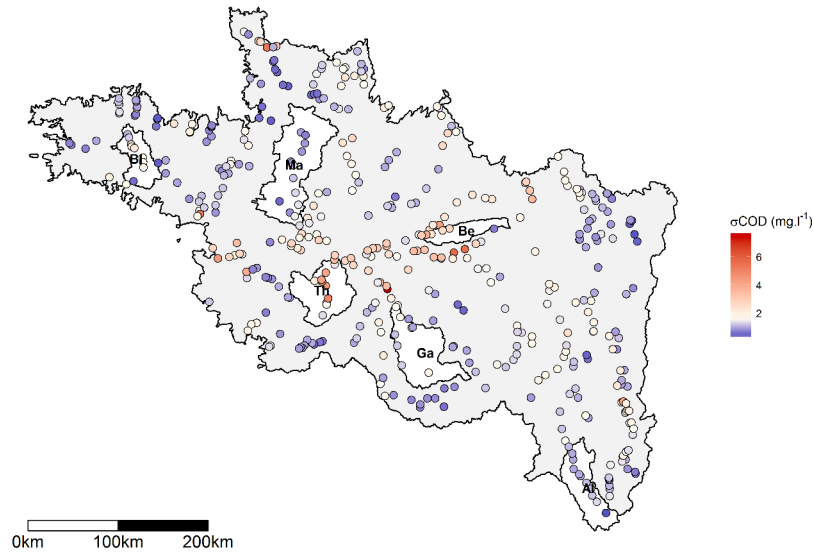
L'indice $RA_{n,[X]}$ indique quant à lui la localisation au sein du réseau hydrographique où la concentration moyenne a été déstabilisée (figure 4.10). La plupart des sites ont de faibles valeurs de RA_n (0,05-0,25) associées à un cours d'eau stabilisé, les valeurs supérieures à 0,25 (déstabilisation) apparaissent ponctuellement et décroissent petit à petit (restabilisation) jusqu'à la prochaine déstabilisation. Les deux paramètres se démarquent. Par exemple nous observons plus de valeurs fortes de $RA_{[n,COD]}$. Parmi les bassins emblématiques, se démarquent notamment Ma, Al, Ga, et Be (faibles RA_n) de Th et Bl (forts RA_n) pour les deux paramètres (figure 4.10).

L'analyse synoptique de la variabilité hydrochimique montre un schéma similaire à celle de la concentration moyenne. Les indices convergent autour d'une valeur synoptique évaluée à 2,9 mg DOC/L (atteinte à 38 344 km²) et 10,6 mg NO_3^- /L (atteinte à 6 000 km²). Cette convergence est liée au mélange progressif des sous-bassins versants dont le faciès hydrochimique diffère. Une valeur élevée de $\sigma_{[X]}$ signifie un mélange complexe. L'analyse synoptique de l'Aire Représentative normalisée $RA_{[n,X]}$ exprime une ressemblance pour l'ensemble des paramètres. A mesure que les bassins versants s'agrandissent l'indice diminue. Cela signifie que l'évolution de l'Aire Représentative n'est pas régulière et qu'elle tend tout comme $[X]$ et $\sigma_{[X]}$ à converger vers une valeur synoptique.

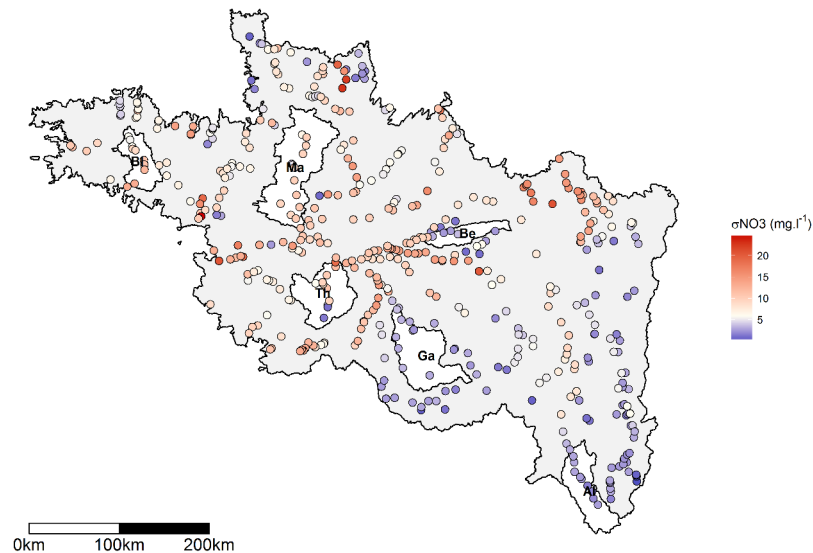
4.3.5 Les bassins emblématiques : évidence de comportements distincts à la méso-échelle

Concentrations moyennes

Par rapport aux résultats synoptiques sur les concentrations moyennes, les tailles des six bassins emblématiques les placent sous le seuil de surface synoptique pour NO_3^- , et proches du seuil synoptique pour COD. Ils possèdent donc encore un faciès hydrochimique propre à leur localisation géographique. Le schéma de convergence des concentrations observé à la REA mais aussi à l'échelle synoptique est une nouvelle fois retrouvé à la méso-échelle (figure 4.13). Les



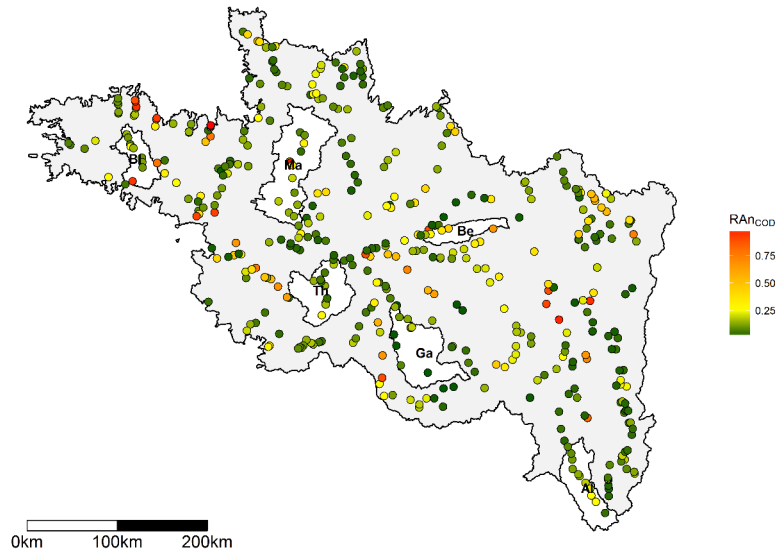
(a) Carbone organique dissous



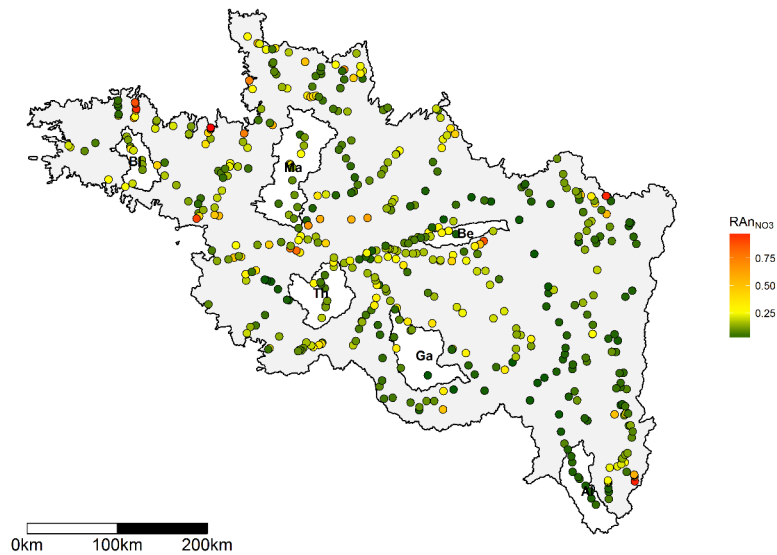
(b) Nitrate

FIGURE 4.9 – Répartition spatiale de l'indice de variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$ et positionnement des bassins versants emblématiques.

concentrations moyennes COD et NO_3^- de Al, Ga, Ma sont relativement stables et tendent à converger rapidement vers une valeur propre, ce qui n'est pas le cas de Th (COD et NO_3^-) et Bl (NO_3^-). Nous retrouvons par ailleurs la singularité géographique ici, avec Ma, Bl, et Th ayant un faciès identique ($[\text{COD}]$ et $[\text{NO}_3^-]$ supérieures à la valeur synoptique). Be a une concentration moyenne élevée pour COD mais faible pour NO_3^- , Al un faciès caractérisé par des concentrations moyennes faibles pour COD et NO_3^- , et Ga présente des concentrations moyennes proches des valeurs synoptiques.



(a) Carbone organique dissous



(b) Nitrate

FIGURE 4.10 – Répartition spatiale de l'Aire Représentative normalisée $RA_{[n,X]}$ et des bassins versants emblématiques.

L'indice de variabilité

La gamme de variation importante de $\sigma_{[X]}$ sur les bassins de petite taille reflète la large gamme de faciès hydrochimiques existants sous le seuil synoptique (figure 4.14). Cette variabilité est cependant toujours exprimée par les bassins emblématiques. Les bassins les plus homogènes selon $\sigma_{[X]}$ (Al et Ga) contrastent avec les plus hétérogènes (Th et Bl), pour COD et NO_3^- . Be et Ma diffèrent, le premier présentant un fort σ_{DOC} mais un faible $\sigma_{[NO_3]}$ (à l'exception du site le plus à l'aval), le second ayant au contraire un fort $\sigma_{[NO_3]}$ mais un faible σ_{DOC} . Le changement de la valeur de $\sigma_{[X]}$ accompagnant l'augmentation de taille et d'emboîtement est

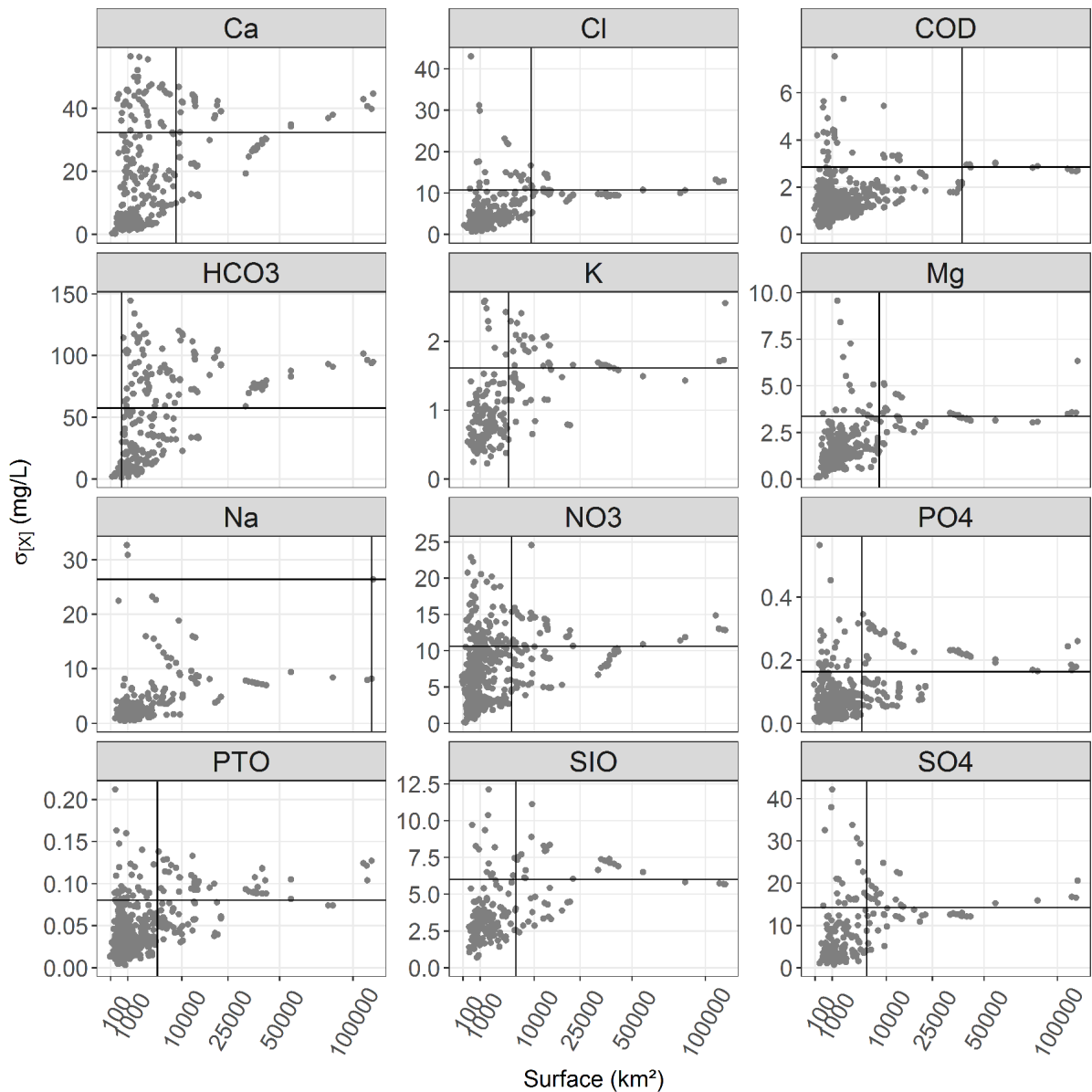


FIGURE 4.11 – Indice de variabilité hydrochimique synoptique $\sigma_{[X]}$ pour l'ensemble des paramètres. Les lignes verticales correspondent à la rupture statistique en termes de surface opposant les petits bassins (large gamme de concentrations moyennes) et les grands bassins qui tendent vers la valeur synoptique (droite horizontale).

également différent selon le bassin versant, parfois également selon le paramètre. Alors que la stabilité de $\sigma_{[X]}$ persiste sur Al et Ga, sa valeur dépasse la valeur synoptique pour Bl, Th, et Be avant de décroître puis converger autour (figure 4.14).

L'Aire Représentative

La RA quantifie l'aire à partir de laquelle les concentrations moyennes des sous-bassins se stabilisent, et tendent vers celle mesurée à l'exutoire. Dans la figure 4.15, la RAn est représentée en fonction de la surface du bassin versant. L'information synoptique représentée par

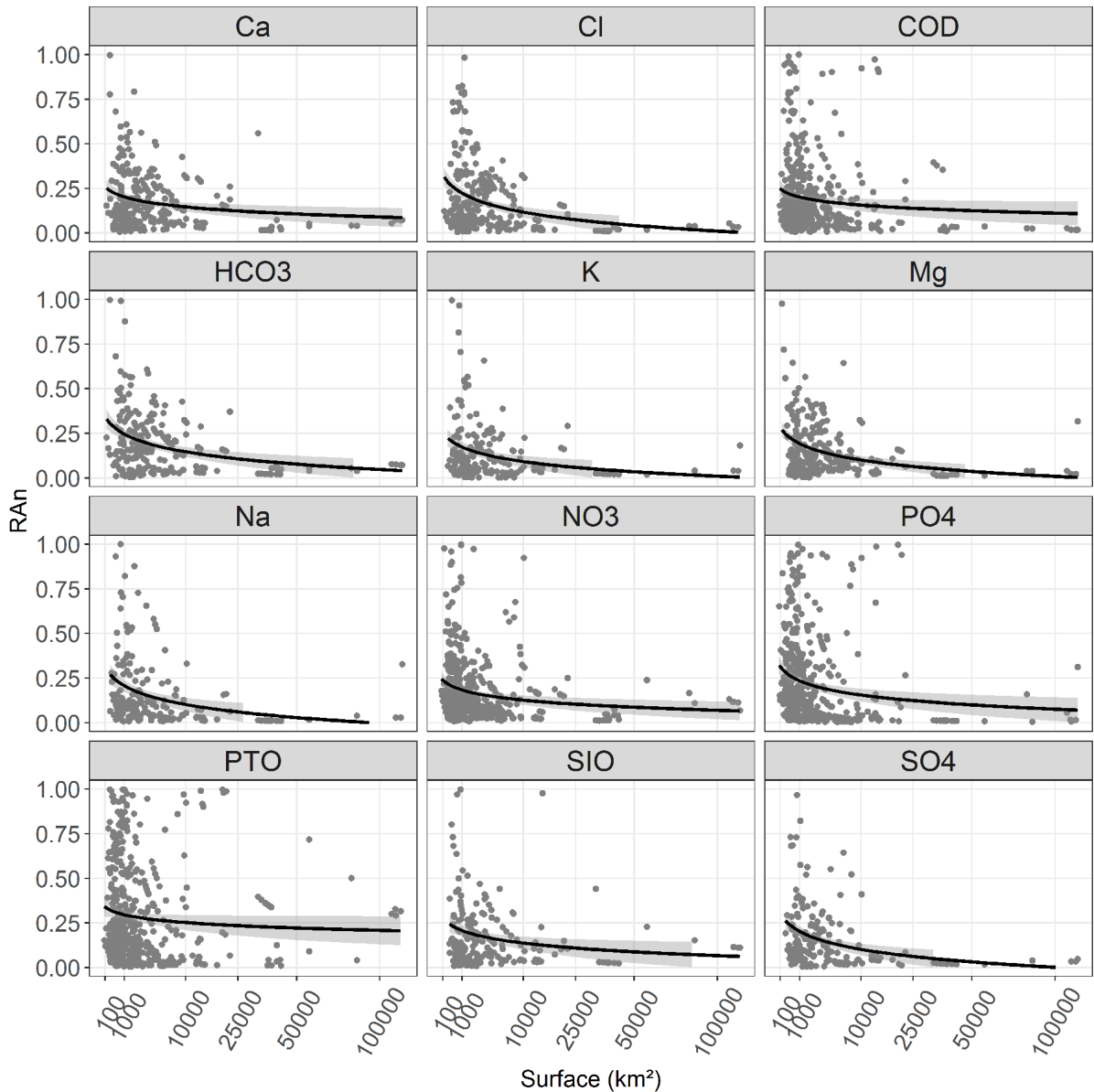


FIGURE 4.12 – Aire Représentative normalisée $RA_{n,[X]}$ pour l'ensemble des paramètres. La droite noire est une régression logarithmique $RA_{n,[X]} = \log(A)$.

la régression logarithmique donne l'impression d'une relation strictement décroissante. La relation est en réalité plutôt non-linéaire, passé le seuil synoptique (autour de 5000-10000 km²), la RA tend à se stabiliser à une proportion d'approximativement 10% de la surface du bassin. A la méso-échelle, les bassins versants emblématiques montrent des relations non-linéaires par effet de seuil, globalement décroissantes, mais localement stables ou croissantes, indiquant des déstabilisations de la concentration moyenne. La régression est utilisée comme référence pour identifier les différences entre les bassins versants. Al et Ga montrent des $RA_{n,[X]}$ relativement stables et faibles, les deux paramètres. Pour Be, le $RA_{n,[X]}$ est stable mais reste supérieure à la valeur obtenue par régression synoptique pour COD et NO₃⁻. A l'inverse, sur Ma le $RA_{n,[X]}$ diminue de manière plus continue avec des valeurs proches de la régression synoptique. Enfin, Th et Bl sont caractérisés par des plateaux, avec des $RA_{n,[NO_3]}$ élevées mais des $RA_{n,[DOC]}$ faibles,

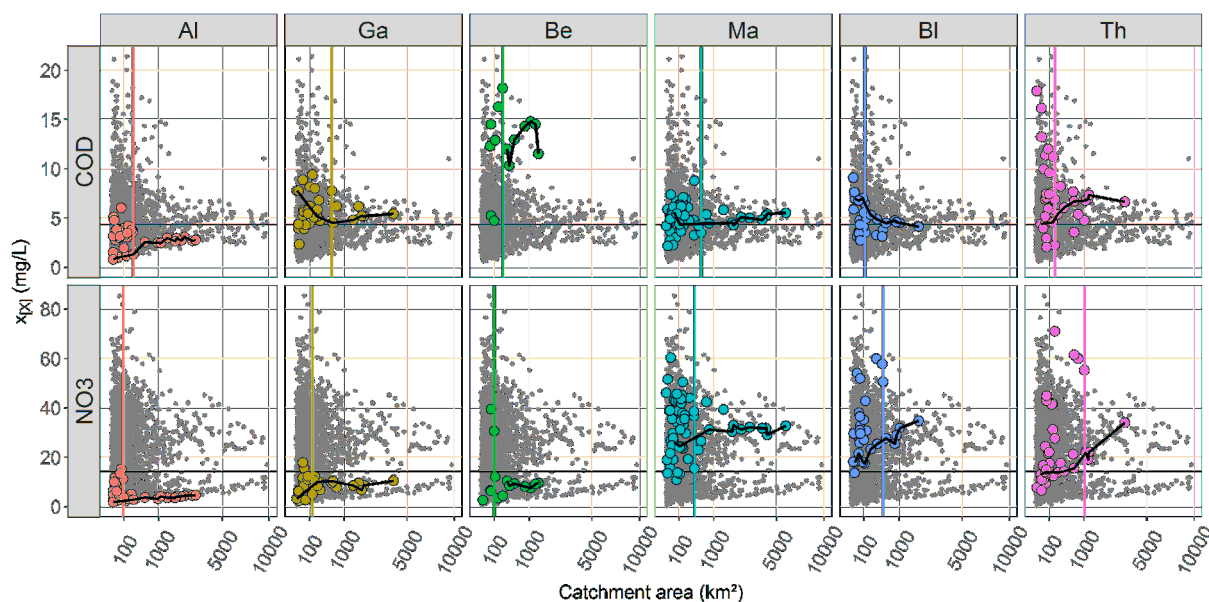


FIGURE 4.13 – Concentrations moyennes des bassins emboîtés (reliés par ligne noire) et des sous-bassins. La ligne verticale colorée est l’Aire Représentative. Les bassins versants emblématiques sont affichés en couleur, les données synoptiques en gris. La ligne horizontale correspond à la concentration moyenne synoptique.

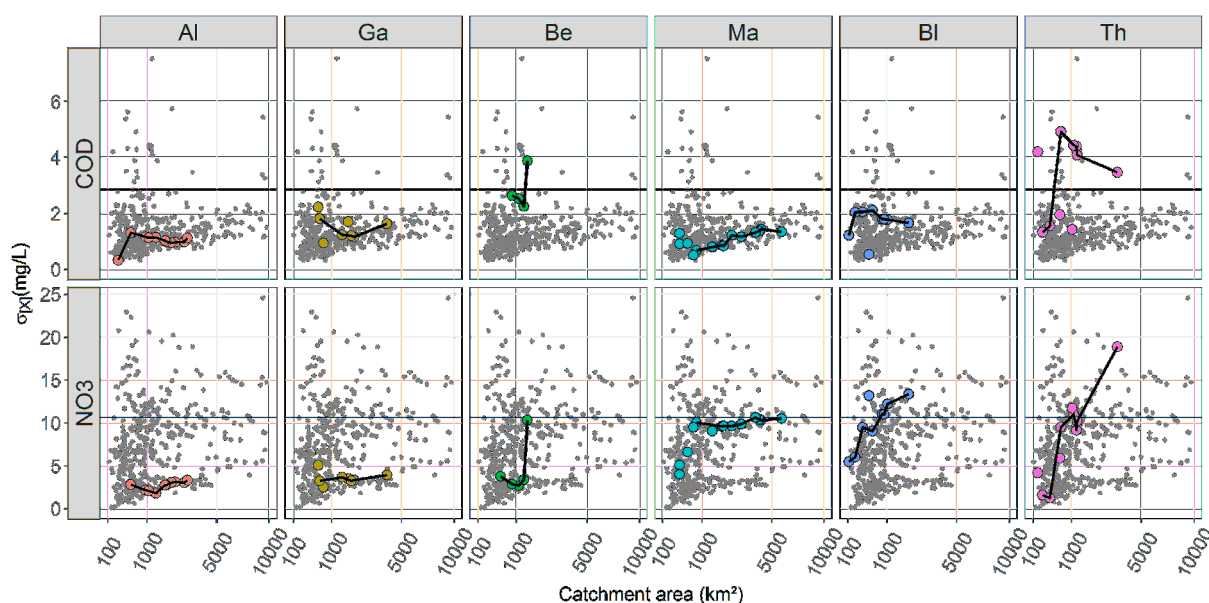


FIGURE 4.14 – Indice de variabilité hydrochimique pour les bassins emboîtés (reliés par ligne noire) et sous-bassins. Les bassins versants emblématiques sont affichés en couleur, les données synoptiques en gris. La ligne horizontale correspond à la valeur synoptique de l’indice.

ce qui indique une alternance de stabilisation et déstabilisation du faciès hydrochimique.

4.3.6 Vers une typologie des bassin versants

Les résultats d’ACP sur le faciès, et l’analyse synoptique sur les indices hydrochimiques sont complémentaires. L’ACP indique qu’il existe une diversité de faciès hydrochimiques, et que leur

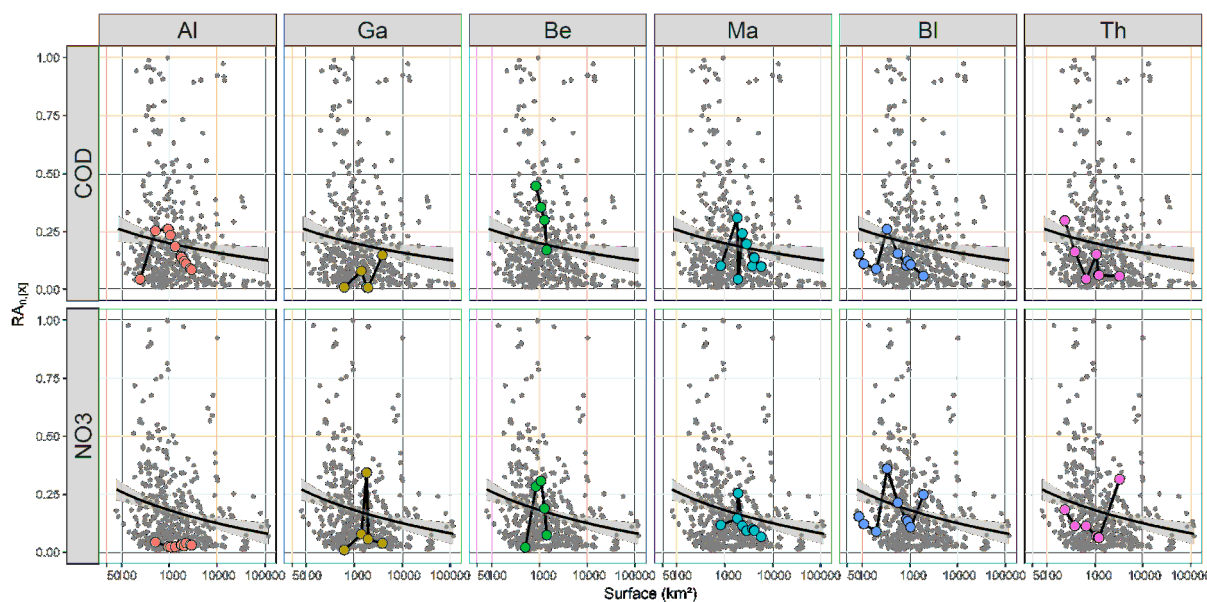


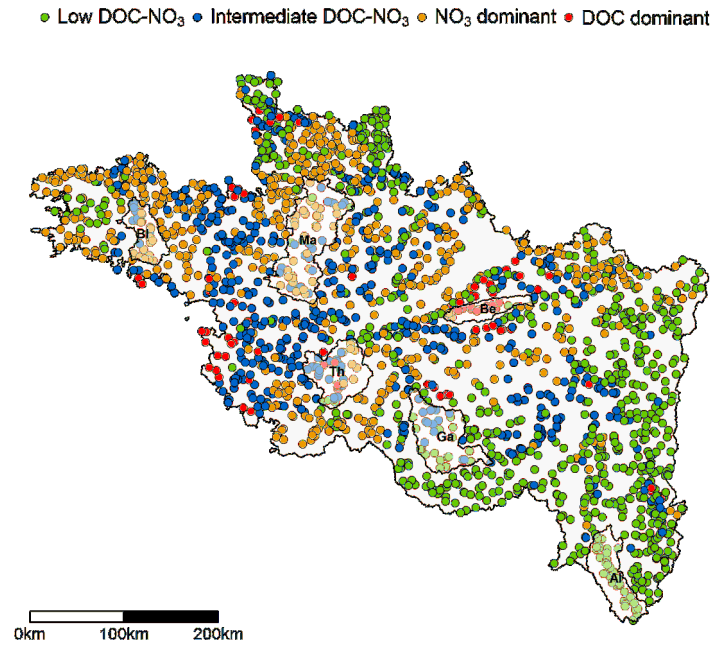
FIGURE 4.15 – Aire Représentative des bassins emboîtés (reliés par ligne noire). Les bassins versants emblématiques sont affichés en couleur, les données synoptiques en gris. La régression logarithmique $RA_{n,[X]} = \log(A)$ est établie sur les données synoptiques en gris.

répartition est organisée sur le territoire. Les indices hydrochimiques montrent qu'il existe une valeur synoptique vers laquelle tend chacun des indices. Seulement, l'évolution des indices au fur à mesure que la superficie augmente n'est pas identique entre bassins versants. Certains ont une concentration moyenne élevée, une variabilité hydrochimique relativement élevée, mais une faible $RA_{n,[X]}$ (Ma). D'autres ont une concentration moyenne qui évolue de l'amont vers l'aval par effet de seuil (Th et Bl). D'autres enfin ont une variabilité hydrochimique faible et sont stables (Al, Ga), mais peuvent présenter un faciès très hétérogène selon le paramètre (Be). Nous proposons ici d'approcher une classification synoptique des bassins versants au moyen tout d'abord du faciès hydrochimique COD- NO_3^- , puis dans un second temps des indices hydrochimiques, selon la méthode de la Classification Ascendante Hiérarchique en Composantes Principales (HCPC). Pour illustrer ces classifications effectuées sur l'ensemble des données synoptiques, les bassins emblématiques y seront également représentés.

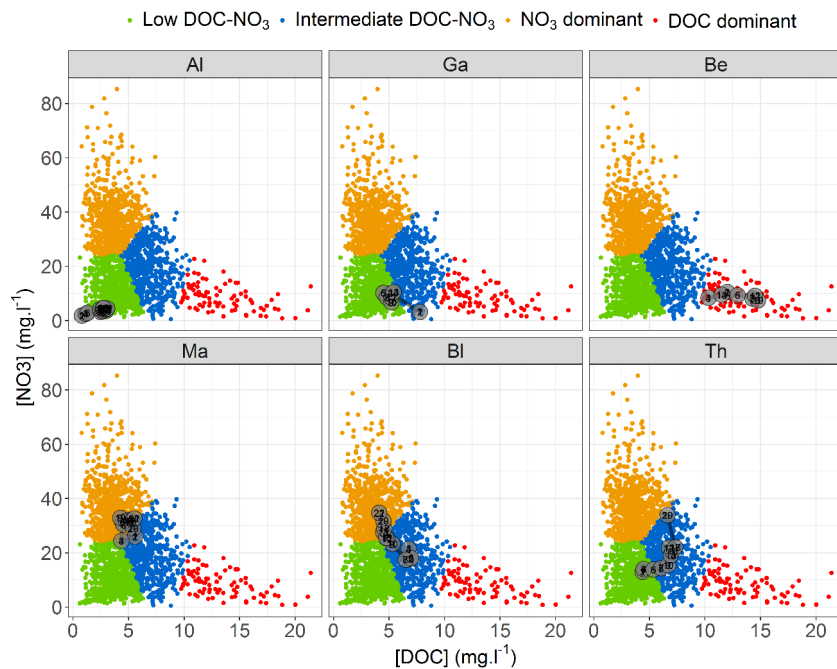
Classification selon le faciès hydrochimique COD- NO_3^-

Dans un deuxième temps, une HCPC est effectuée sur le faciès COD et NO_3^- . Une inertie optimale est obtenue pour quatre classes : "COD- NO_3^- faible", "COD- NO_3^- intermédiaire", "COD dominant", "NO $_3^-$ dominant". Le *faciès synoptique* pour le vecteur COD et NO_3^- correspond à la moyenne tous individus confondus, des concentrations moyennes en NO_3^- , et des concentrations moyennes en COD. Il est égal au vecteur $V_{synoptique} = (4,8 \text{ mg(COD)/L}, 22,0 \text{ mg(NO}_3^-)/\text{L})$. En comparaison de ce faciès moyen, la classe "COD dominant" est attribuée aux individus dont la concentration moyenne NO_3^- est inférieure, mais supérieure en COD ; la classe "NO $_3^-$ dominant" pour les concentrations NO_3^- supérieures mais COD inférieures ; la classe "COD- NO_3^- intermé-

diaire" pour les concentrations équivalentes pour COD et NO_3^- , et la classe "COD- NO_3^- faible" pour les concentrations inférieures en COD et NO_3^- . La cartographie de ces classes montre une organisation spatiale qui n'est pas sans rappeler celle sur les concentrations moyennes des paramètres (figure 4.16a). La partie amont de la Loire est caractérisée par la classe "COD- NO_3^- faible" alors que la péninsule Bretonne, le sud-ouest de la Loire, et la partie sud de la côte normande sont plutôt représentés par la classe " NO_3^- dominant". Les classes "DOC dominant" et "COD- NO_3^- intermédiaire" sont plus spécifiques, respectivement, à la partie centrale et aval de la Loire. Les différentes classes de faciès hydrochimique sont également représentées selon la concentration moyenne NO_3^- en fonction de la concentration moyenne COD (figure 4.16b). Dans ce second graphique nous pouvons observer la transition amont-aval des faciès COD- NO_3^- des bassins emblématiques au sein des différentes classes. La stabilité du ratio DOC/ NO_3^- est persistante avec l'augmentation de la surface pour Al, Ga, Be, et Ma. Au contraire, Bl qui commence dans la classe "COD- NO_3^- intermédiaire" évolue vers " NO_3^- dominant" à l'aval, Th passe de "COD- NO_3^- faible" vers "COD- NO_3^- intermédiaire" et finalement vers " NO_3^- dominant". D'autres transitions de ce type sont visibles au sein de la cartographie (figure 4.16b).



(a) Représentation cartographique des classes de faciès COD-NO₃, et des bassins versants emblématiques.



(b) Représentation des classes selon un graphique de la concentration moyenne en NO₃⁻ en fonction de la concentration moyenne en COD. Les transitions amont-aval des bassins versants emblématiques y sont également représentées. Le chiffre proches de 1 correspondant aux sites emboîtés les plus à l'amont.

FIGURE 4.16 – Classification des bassins versants sur la base du faciès COD-NO₃⁻. Quatre classes ressortent : "COD-NO₃⁻ faible", "COD-NO₃⁻ intermédiaire", "COD dominant", "NO₃⁻ dominant".

Classification selon les indices hydrochimiques

Dans un second temps, une HCPC est effectuée sur les indices hydrochimiques $\sigma_{[COD]}$, $RA_{n,[COD]}$, $\sigma_{[NO_3]}$, $RA_{n,[NO_3]}$. Cette seconde classification complète la première en indiquant une évaluation de la variabilité spatiale des concentrations moyennes via $\sigma_{[X]}$, et la stabilisation du tronçon via $RA_{n,[X]}$. Une bonne inertie est obtenue pour une classification en 4 catégories de bassins versants (tableau 4.6).

Catégorie "A" La première catégorie, appelée archétype ("A"), contient les bassins versants dont les valeurs des 4 indices sont faibles. Ils sont interprétés comme ayant des sous-bassins dont le faciès hydrochimique est similaire, le faciès hydrochimique intégré est alors également similaire.

Catégories "H" Deux autres catégories sont appelées hybrides : "H1" a des valeurs élevées de $RA_{n,[NO_3]}$ et $\sigma_{[NO_3]}$, alors que "H2" présente de valeurs élevées de $RA_{n,[DOC]}$ et $RA_{n,[NO_3]}$ mais faibles de σ_{DOC} . Ces deux derniers types sont identifiés par des sous-bassins dont le faciès hydrochimique est contrasté, menant à terme à une déstabilisation du faciès $COD-NO_3^-$, ou d'un des deux paramètres.

Catégorie "SH" La quatrième et dernière catégorie, dénommée hybride stable ("SH"), inclut les bassins versants avec de faibles $RA_{n,[DOC]}$ et $RA_{n,[NO_3]}$ mais des valeurs élevées de σ_{DOC} et $\sigma_{[NO_3]}$. Ce sont des bassins dont le faciès hydrochimique est issu d'un mélange complexe, mais persistant.

La surface des bassins versants, utilisée comme variable supplémentaire de la classification explique bien le partitionnement des classes. Ainsi les clusters "A", et "H1-2" sont typiques des petits bassins (respectivement premiers et troisième quartiles, 577-2762 km² et 397-1236 km²), à l'opposé de "SH" (682-12540 km²). Cette indication est cohérente avec l'observation visuelle de la convergence des petites rivières "A-H1-H2" pour former de grands complexes hybrides "SH". La présence d'hybrides uniquement sur les petits bassins versants indique en effet que la taille et la topologie du bassin ont un rôle sur l'hybridation mais que ce rôle n'a pas la même importance selon le bassin versant à mesure que sa superficie augmente. La sensibilité à l'hybridation s'amenuise à mesure que le bassin gagne en superficie.

C'est en cela que se fait la distinction entre "SH" et "H", les deux sont des hybrides mais le premier a de surcroît acquis un caractère stable. Les archétypes "A" sont très susceptibles de subir une hybridation lorsqu'ils sont encore de petite taille. Par contre, un archétype qui grandit suffisamment obtient un faciès hydrochimique persistant, moins sensible aux entrées d'affluents ou d'apports ponctuels. C'est par exemple le cas de l'Allier et de la Loire dont le caractère archétypal persiste très loin au sein du réseau.

L'évolution amont-aval pour les six bassins emblématiques au sein ou entre ces catégories indique que Al, Ma et Ga appartiennent à "A", alors que Bl et Th montrent une transition depuis une homogénéité (catégorie "A") vers une hétérogénéité (catégories "H" et "SH") des sous-bassins. Be est plus intermédiaire, il est plutôt "A" mais il se trouve à l'intersection entre "A"

Tableau 4.6 – Résultats de l’HCPC sur les indices hydrochimiques pour COD et NO_3^- .

Cluster	Valeur moyenne dans le cluster (écart-type)					Nombre
	$\sigma_{[DOC]}(mg/L)$	$\sigma_{[NO_3]}(mg/L)$	$RA_{n,[DOC]}$	$RA_{n,[NO_3]}$	Aire (10^3km^2)	
A	1.23 (0.44)**	6.34 (3.27)**	0.13 (0.1)**	0.09 (0.07)**	3.2 (6.6)**	245
SH	2.74 (1.18)**	12.94 (4.1)**	0.13 (0.11)**	NS	13.7 (26.0)**	94
H1	NS	5.04 (3.09)**	NS	0.46 (0.17)**	1.2 (1.7)**	59
H2	1.12 (0.59)**	NS	0.73 (0.18)**	0.24 (0.29)**	NS	41
Overall	1.56 (0.93)**	7.68 (4.46)**	0.19 (0.21)**	0.17 (0.18)**	0.4 (1.0)**	439

* : p-value < 0.05 ; ** : p-value < 0.01 ; NS : p-value not significant

et "SH". La cartographie des quatre catégories montre également une organisation spatiale des bassins versants (figure 4.17a). Par exemple certains bassins tels que Ma, Ga où Al contiennent presque exclusivement des "A", d'autres tels que Bl ou Th sont plus mixtes.

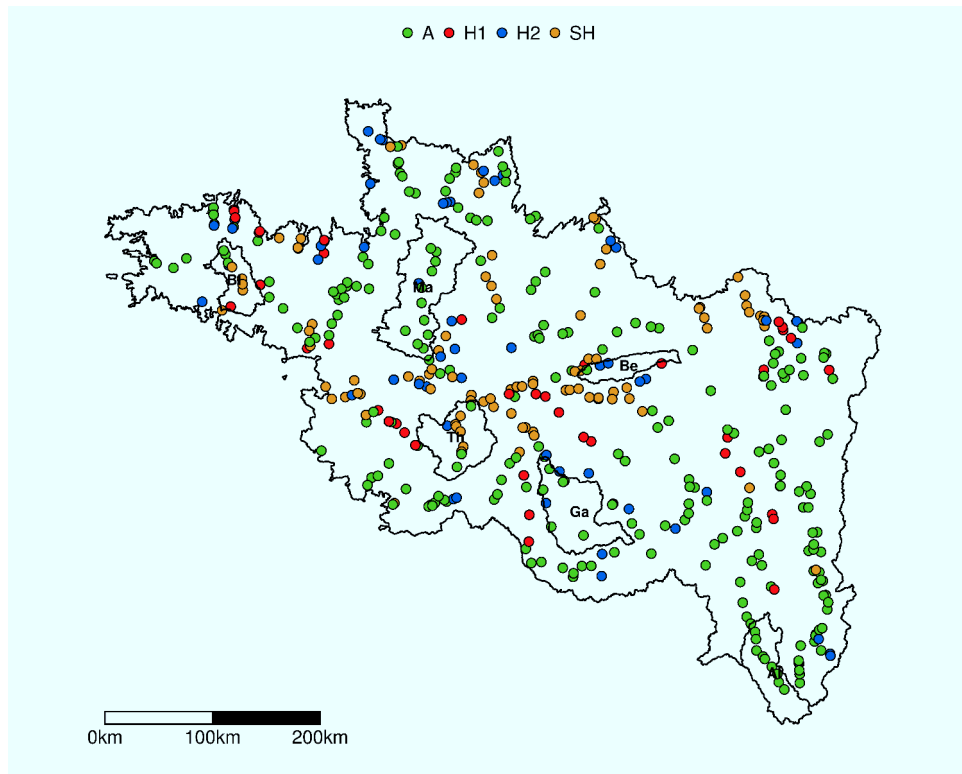
Un schéma convergent lié à la topologie en ressort (figure 4.17b) : la convergence de plusieurs "A" ou "H1-2" résulte en l'émergence d'autres "H" ou le plus souvent en "SH" à l'aval de la confluence. Ceci est illustré notamment sur Bl et Th. Par ailleurs il n'existe pas d'exemple de bassin uniquement "SH" ou uniquement "H1-H2", alors qu'il en existe pour "A". Cette persistance s'observe notamment pour Ga, Ma, et Al. Be est plus délicat à identifier car il ne dispose que de trois sous-bassins pour lesquels les indices sont calculés : dont deux "H2" et un "A". Cette dernière organisation est d'ailleurs rarement observée ailleurs. Les bassins emblématiques constituent ici des exemples originaux que l'on peut retrouver individuellement sur les autres bassins versants du jeu de données.

Comme le schéma A->H->SH est le schéma dominant, nous pouvons alors raisonnablement penser que les archétypes sont les entités émergentes en tête de bassin d'une certaine géographie type. Le développement du réseau hydrographique plus à l'aval connecte d'autres bassins versants dont le faciès diffère, et mène peu à peu à une hybridation.

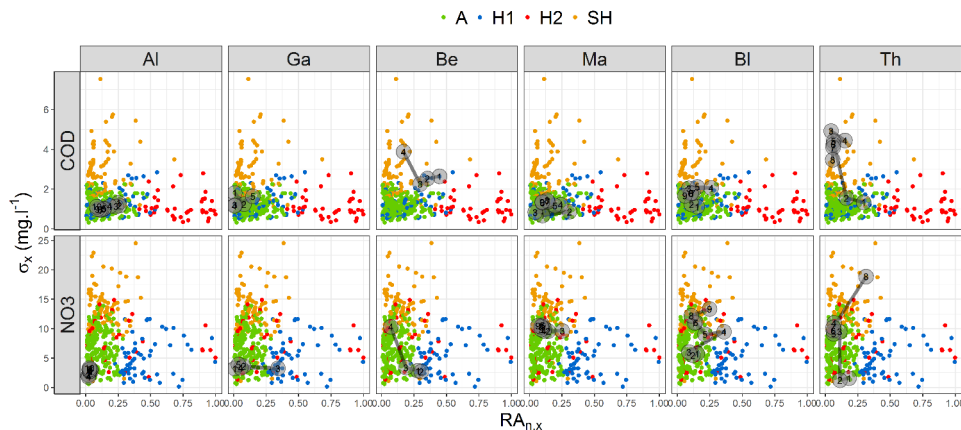
Cette persistance du faciès hydrochimique sur certains bassins, et notamment sur les archétypes "A", nous renvoie à la question de la similarité hydrologique évoquée plus tôt, et trame de fond de la thèse.

4.3.7 Multiplicité de comportements archétypaux

Une typologie des bassins versants est proposée dans la section précédente sur le faciès hydrochimique COD- NO_3^- . Au delà de la simple ACP effectuée au préalable, la cartographie de ces classes de bassins versants montre qu'elles s'organisent géographiquement (figure 4.16a). Cela se traduit par une sectorisation du territoire selon différents faciès. Au sein de ces zones par contre, le faciès hydrochimique est globalement homogène. L'essentiel de la variabilité hydrochimique observée semble donc s'inscrire au sein de l'hétérogénéité géographique et climatique. Un exemple pourrait être la Loire supérieure, caractérisée par des roches volcaniques, un relief marqué, un couvert végétal important, une pluviométrie/température inférieure, ainsi qu'une



(a) Cartographie des catégories archétypes "A", hybrides "H1" et "H2", et hybrides stables "SH".



(b) Spécificité et transition des bassins emblématiques au sein des clusters.

FIGURE 4.17 – Classification des bassins versants sur la base de l'indice de variabilité hydrochimique et de l'Aire Représentative normalisée pour COD et NO_3^- . Les bassins sont classés selon 4 groupes archétype "A", hybride 1 "H1", hybride 2 "H2" et hybride stable "SH".

activité humaine limitée. Au contraire, la Bretagne et la Loire inférieure sont caractérisées par une présence humaine qui se traduit par une activité agricole intensive, et un massif volcanique très érodé.

La présence de bassins versants "archétypes" dans différentes classes de faciès hydrochimiques signifie que le comportement *archétypal* n'est pas réservé à une seule des quatre classes COD- NO_3^- . Au contraire, nous pourrions voir la famille archétype comme une diversité d'indi-

vidus uniques dont chacun des membres serait représentatif d'une combinaison, entre autres, de facteurs géographiques. Une façon qualitative d'aborder ces individus consiste à comparer une carte localisant des archétypes et une ou plusieurs cartes des classes de faciès (figure 4.18). Ainsi, il apparaît que les archétypes sont identifiés par une diversité de faciès. Afin de compléter la classification sur le faciès COD-NO₃⁻ et la catégorisation selon $\sigma_{[X]}$ et $RA_{n,[X]}$, une autre hiérarchisation par HCPC est effectuée sur le faciès géogénique V_G liés à PC2 sur l'ACP initiale (cf. section 4.3.1). A partir du faciès $V_G = [Mg, SO_4^{2-}, K^+, Ca^{2+}, HCO_3^-, Cl^-, Na^+]$, la classe *calcaire* est attribuée aux cours d'eau drainant des roches carbonatées, potentiellement karstiques, alors que la classe *cristallin* est associée aux roches magmatiques typiques du massif central ou du massif armoricain granitique, ou encore les roches sédimentaires d'origine cristalline (cas du Beuvron). La troisième classe *homogène* est enfin associée aux cours d'eau n'appartenant ni au premier ni au second et dont le faciès géogénique est plus mixte (figure 4.18c).

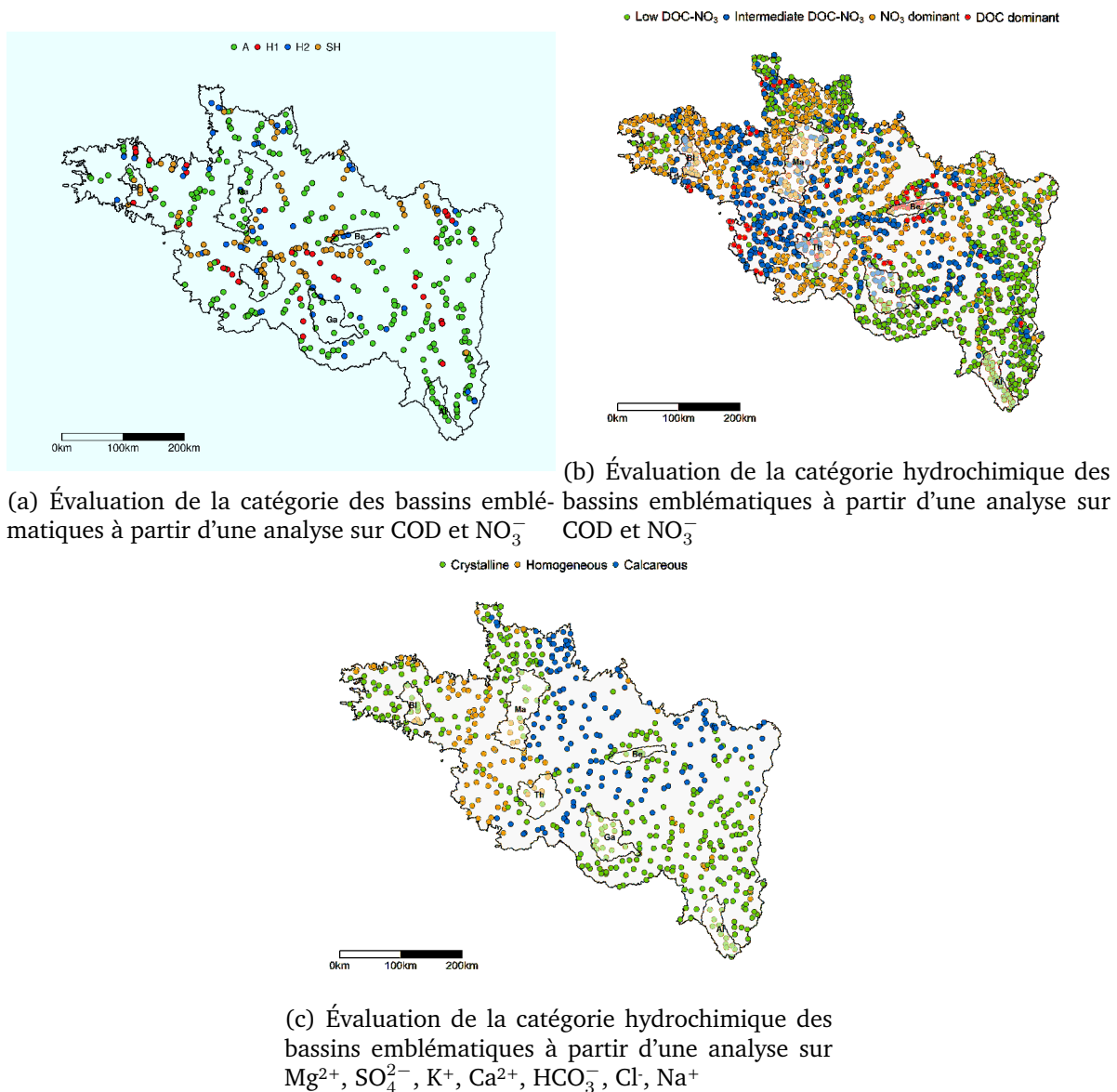


FIGURE 4.18 – Inter-comparaison de différentes catégorisation de bassins versants permettant de faire ressortir l'unicité des bassins versants emblématiques.

Selon la figures 4.18a quatre des bassins versants emblématiques (Be, Ma, Ga, Al) sont archétypaux, or leurs faciès "nutriment" et "géogénique" ne sont pas identiques (figures 4.18b, 4.18c et tableau 4.7).

Tableau 4.7 – Position des bassins emblématiques dans les différentes faciès hydrochimiques (paramètres géogéniques : HCO_3^- , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , SO_4^{2-} ; paramètres nutriments : COD, NO_3^-). Le type de bassin fait référence au degré de développement du bassin versant : archétypal, hybride ou hybride stable pour un paramètre donné. Les signes >, < ou = indiquent la proportion relative si plusieurs catégories existent au sein d'un même bassin.

Identifiant	Catégorie de bassin (COD-NO ₃ s)	Classe de faciès nutriment	Classe de faciès géogénique
Al	A	COD-NO ₃ ⁻ faible	Cristallin
Be	H2>A	COD dominant»COD-NO ₃ ⁻ faible	Cristallin
Ma	A»H2	COD-NO ₃ ⁻ intermédiaire=NO ₃ ⁻ dominant	Cristallin+Homogène
Ga	A»H2	COD-NO ₃ ⁻ faible+intermédiaire	Cristallin
Th	SH>A>H2	COD-NO ₃ ⁻ Faible+Intermédiaire+COD dominant+NO ₃ ⁻ dominant	Cristallin+Calcaire+Homogène
Bl	SH>A>H1	COD-NO ₃ ⁻ intermédiaire<NO ₃ ⁻ dominant	Cristallin+Homogène

4.4 Facteurs de contrôle de l'Aire Représentative

4.4.1 La Loire : évolution amont-aval du faciès hydrochimique

La Loire (Lo) dispose d'un total de 1123 sites pour lesquels un faciès hydrochimique COD- NO_3^- est disponible. Parmi ces 1123 sites, 49 sont emboîtés entre la source de la Loire (12,5 km²) et l'océan atlantique (116 798 km²). Ainsi, nous pouvons observer comment le faciès hydrochimique évolue au travers de la cascade des ordres de Strahler (la topologie et la taille), en incorporant peu à peu des bassins de méso-échelle dont les faciès hydrochimiques sont bien dissociés (figure 4.19). Les sites localisés sur Lo, aussi bien que les affluents principaux drainant 5 des 6 bassins versants emblématiques jusqu'à Lo sont représentés à l'aide de leur classe de faciès COD- NO_3^- . Trois sections de Lo sont identifiées selon le faciès hydrochimique : Lo amont (concentrations moyennes faibles), Lo intermédiaire (concentrations moyennes intermédiaires), et Lo aval (concentrations moyennes fortes). La partie amont inclut notamment l'Allier (Al) avant et après sa confluence avec Lo dans une région homogène cristalline. La partie intermédiaire inclut le Beuvron (Be), la Gartempe (Ga) dont la géographie évolue vers une géologie plus calcaire et une agriculture s'intensifiant. La partie aval inclut le Thouet (Th) et la Mayenne (Ma) et est fortement agricole. Les concentrations moyennes en COD et NO_3^- augmentent au sein de la Loire (Lo) à mesure que sa superficie augmente (figure 4.20). La concentration moyenne en COD se stabilise autour de 4-5 mg/L à 4 000 km², alors qu'elle augmente par paliers jusqu'à l'océan pour NO_3^- . Dans l'ordre amont-aval, Al, Be, Ga, Th, et Ma se jettent dans Lo, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une autre rivière. Le premier affluent, Al (12917 km²), est caractérisé par un faciès hydrochimique identique à Lo (18255 km²). En conséquence, la confluence avec Al ne modifie pas le faciès. Le deuxième, Be (1415 km²), à sa confluence avec Lo (38343 km²) a une concentration moyenne en NO_3^- similaire, mais bien plus élevée pour COD. La concentration moyenne à la confluence évolue cependant pour les deux paramètres. Le troisième, Ga (3900 km²) se jette tout d'abord dans la Creuse, elle même dans la Vienne. Ce complexe de 21090 km² à la confluence avec Lo (alors de 56523 km²) possède un faciès hydrochimique remarquablement stable et proche de celui de Lo à la confluence. Ce grand bassin versant n'impacte pas le faciès de Lo. Th (3271 km²) se déverse ensuite dans Lo (81122 km²) avec un faciès fort, mais l'effet d'augmentation sur la Lo est presque négligeable, bien que visible. Ma (5813 km²), puis sa partie de la Maine (22303 km²) issue de la confluence avec la Sarthe (7864 km²) et le Loir (8294 km²), s'identifie quant à elle par une concentration moyenne en NO_3^- très supérieure et une concentration moyenne en COD légèrement supérieure à Lo à la confluence (84617 km²). Cette contribution à Lo est bien plus significative que celle du Thouet et marque une augmentation considérable des concentrations moyennes du faciès.

Les effets de mélange et le seuil synoptique sont bien représentés sur Lo. Le seuil synoptique est visible entre 1000 et 10000 km², lorsque les concentrations se stabilisent une première fois. A leur confluence, Al et Lo présentent un faciès identique, archétypal, proche des concentrations naturelles. La transition vers Lo intermédiaire s'accompagne d'une augmentation des concentrations moyennes du faciès. Cette partie du linéaire de Lo accueille des bassins versants de géographies différentes. Les bassins tels que Be sont sédimentaires et forment de vastes

zones humides et forestières. Ceci explique très probablement le caractère "COD-dominant" des bassins versants situés ici (Aitkenhead et al., 1999, Moore, 1997). Be et ses voisins sont individuellement petits en taille mais leur contribution simultanée peut expliquer l'augmentation progressive des concentrations moyennes de Lo. Il y a un effet géographique qui s'installe progressivement. La seconde partie de la Loire intermédiaire ne change pas significativement, ce qui est cohérent étant donné la similitude du faciès hydrochimique entre Lo et le complexe Gartempe-Creuse-Vienne. A l'inverse, Lo aval est marquée par une augmentation remarquable des concentrations moyennes en COD et NO_3^- . Il y a un effet lié au changement de géographie. Ce changement est très faiblement révélé par Th car sa taille est infime en comparaison de Lo. Au contraire, la Maine (dont la Mayenne) contribue fortement, indiquant un changement géographique significatif de par la taille de cet affluent.

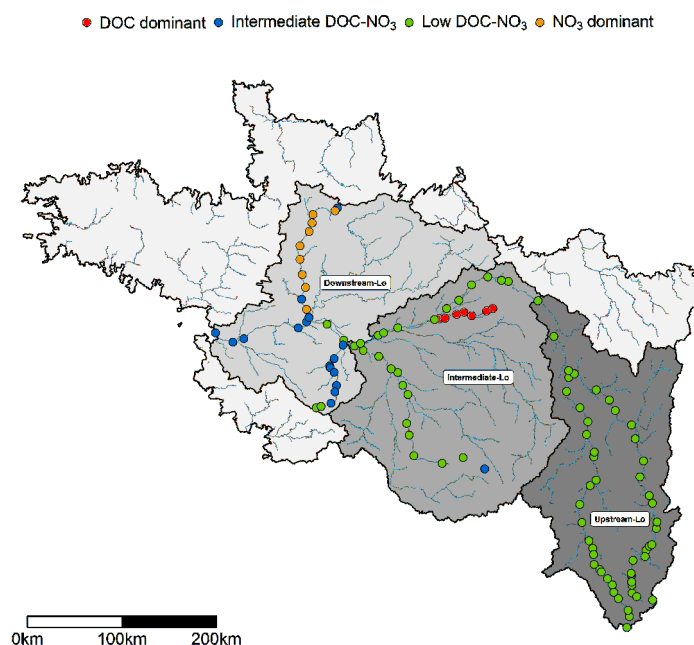


FIGURE 4.19 – Cartographie du linéaire de la Loire et des principaux affluents étudiés.

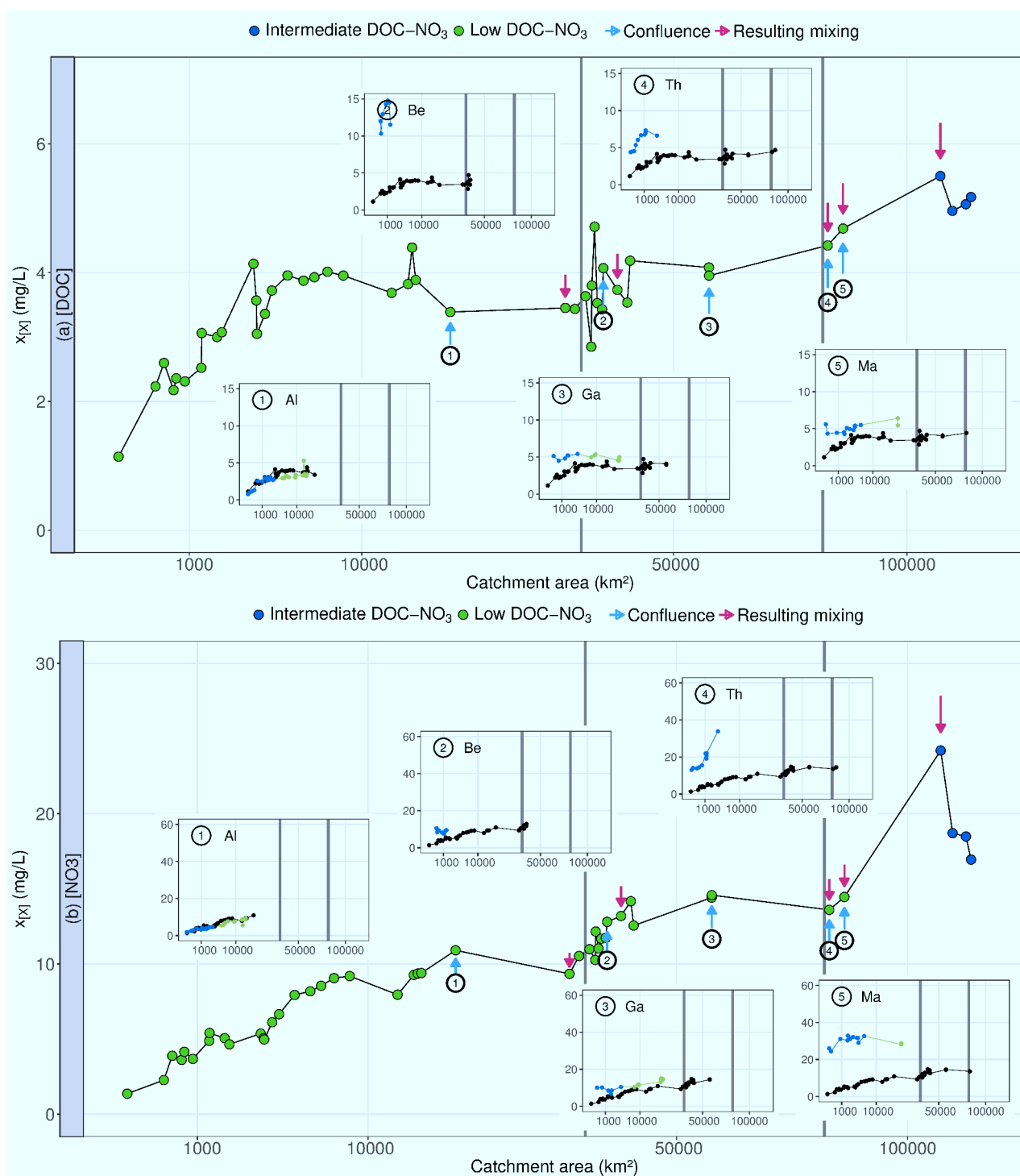


FIGURE 4.20 – Profil en long du faciès hydrochimique de la Loire (figure centrale) et ses affluents principaux (les encarts). Chaque confluence est identifiée par une flèche bleue. La concentration moyenne résultante est identifiée par une flèche violette. Les lignes grises verticales séparent le profil en trois parties : Loire amont-intermédiaire-aval. Pour chaque encart sont représentés en noir le profil de la Loire, et en bleu le profil du bassin emblématique, puis en vert la connexion jusqu'à la Loire.

4.4.2 Aspect convolutif du faciès hydrochimique

Les résultats précédents relatifs au faciès et aux indices hydrochimiques nous informent de plusieurs points :

- Le faciès hydrochimique, soit le vecteur des concentrations moyennes, varie régionale-ment sous l'effet combiné du climat et de la *géographie*.
- Le faciès et les indices hydrochimiques convergent vers une valeur synoptique à mesure que la *taille* des bassins versants augmente.
- La $RA_{[X]}$ (et sa version normalisée $RA_{n,[X]}$) évoluent par effet de seuil, une valeur locale-ment élevée signifie une connexion *topologique* d'un affluent dont l'apport hydrochimique est significativement différent du cours d'eau principal.

Nous pouvons reconnaître ici trois effets suspectés dans la convolution du faciès hydrochimique le long du réseau hydrographique : la géographie, la taille et la topologie. L'existence de bassins archétypes ou hybrides illustre quant à elle la façon dont cette convolution s'effectue jusqu'au stade *a priori* final des hybrides stables. Sous le seuil synoptique et au-delà de la REA, le faciès hydrochimique est déterminé par le mélange des eaux issues de différentes géographies, selon la topologie. A mesure que le bassin versant s'agrandit, l'effet topologique diminue, la probabilité de rencontrer "l'affluent critique" susceptible de modifier le faciès étant faible. Dans la figure 4.21, $RA_{[NO_3]}$ et $RA_{[COD]}$ sont représentés pour les 2048 sites en fonction de la surface du bassin versant. Les 4 catégories de bassin versant A, H1, H2 et SH y sont distinguées. Nous pouvons retrouver les principaux attributs de ces différentes catégories (voir section 4.3.6) :

- Les archétypes et les hybrides se répartissent dans les bassins de 100 à 10000 km².
- Les hybrides stables apparaissent à partir de 500 km².
- Les hybrides H1 ont un comportement proche des archétypes selon COD ($\sigma_{[COD]}$ et $RA_{n,[COD]}$ faibles) mais hybrides selon NO_3^- ($\sigma_{[NO_3]}$ et $RA_{n,[NO_3]}$ élevés)
- Les hybrides H2 ont un comportement proche des archétypes selon NO_3^- ($\sigma_{[NO_3]}$ et $RA_{n,[NO_3]}$ faibles) mais hybrides selon COD ($\sigma_{[COD]}$ et $RA_{n,[COD]}$ élevés).

Plus généralement, la forme de cette relation est de la forme loi puissance. La RA augmente rapidement sur les surfaces comprises entre 100 et 1000 à 2000 km², puis montre un comportement asymptotique. Cette forme est encore plus marquée pour les archétypes. C'est l'effet taille qui est responsable de cette allure de la courbe, plus le bassin s'agrandit, moins il est sensible et son Aire Représentative tend à se stabiliser. L'augmentation rapide de la RA avant stabilisation au seuil synoptique (approx. 1000 km²) pourrait alors être une preuve que l'hybridation est très forte dans cette gamme de taille (figure 4.21). La figure 4.22 illustre le concept de convolution des effets géographiques, topologiques et de taille impliqués dans l'évolution du type de bassin versant. Pour une gamme de taille allant de la REA à la méso-échelle puis à l'échelle synoptique, la confluence d'affluents dont la géographie est identique ou diffère (et donc le faciès hydrochimique) mène à la persistance du caractère archétypal ou au contraire à l'hybridation. L'effet de taille apparaît graduellement alors que le faciès hydrochimique du cours d'eau principal intègre suffisamment de la variabilité amont. L'analogie avec la REA est alors possible dans la mesure

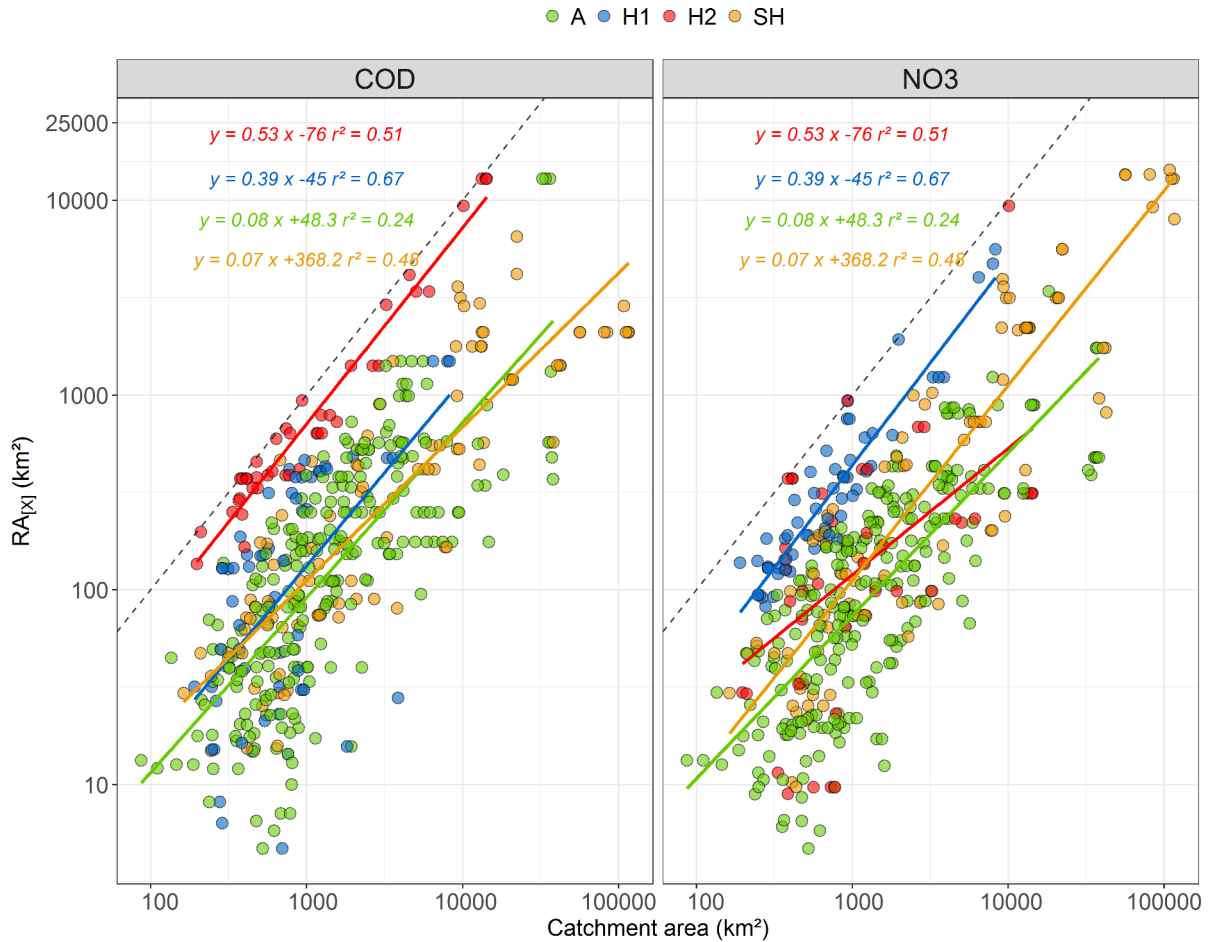


FIGURE 4.21 – Évolution synoptique de l’Aire Représentative en fonction de la surface du bassin versant avec prise en compte du type de bassin versant (classification effectuée selon COD et NO_3^-).

où cette dernière est supposée être contrôlée par l’hétérogénéité de versant (géographie) et est atteinte à partir d’une certaine taille. La stabilisation décrite par la RA pourrait être contrôlée par l’hétérogénéité géographique. L’atteinte d’une Aire Représentative au sein d’un réseau hydrographique donné peut être décrite par la *convolution* de l’effet géographique (δ), l’effet topologique (τ), l’effet de taille (λ) ainsi que la non-conservation (ϵ). L’équation 4.5 exprime schématiquement cette convolution d’effets.

$$RA = \delta * \tau * \lambda * \epsilon \quad (4.5)$$

4.5 Modulation des concentrations moyennes : convolution des trois effets de mélange

L’équation 4.5 est présentée pour expliquer l’évolution du faciès hydrochimiques à différentes échelles. Dans cette section, nous souhaitons voir si cette intuition se vérifie. L’objectif est de parvenir à une relation empirique permettant d’estimer la RA à l’aide de quelques variables

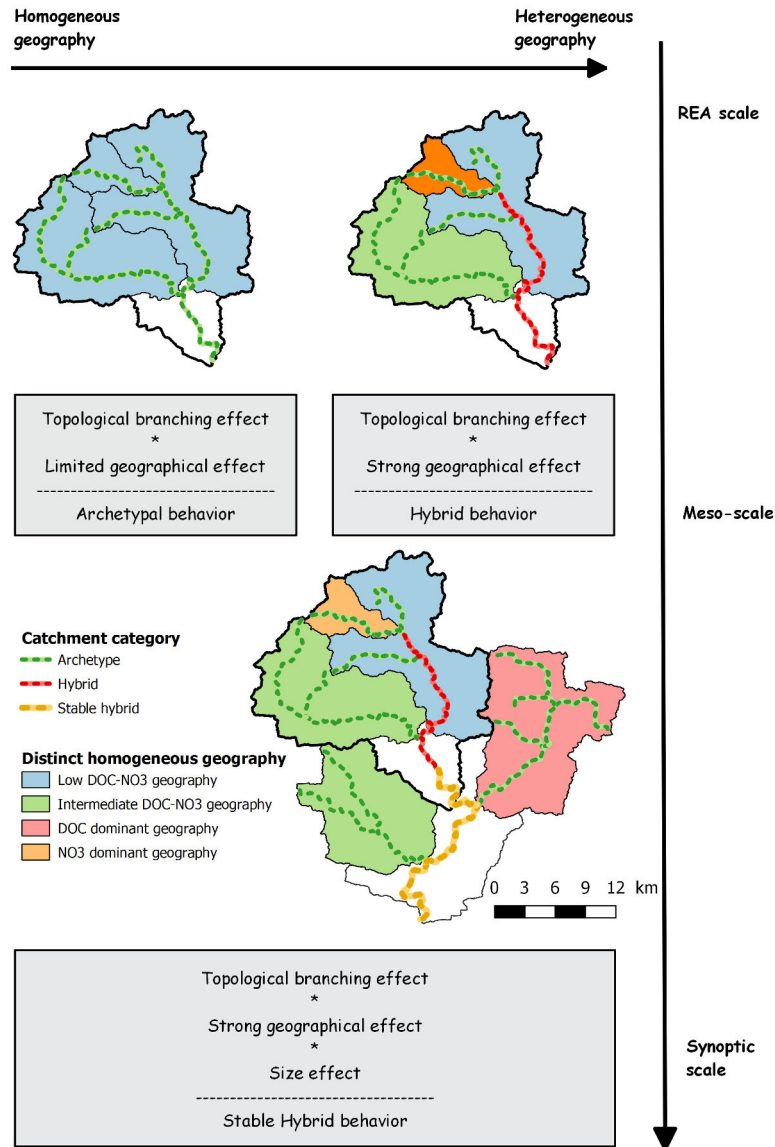


FIGURE 4.22 – Conceptualisation de l'émergence d'une concentration moyenne issue de la convolution des trois effets majeurs : l'effet géographique), l'effet topologique et l'effet taille.

facilement quantifiables et en lien avec les effets topologiques, géographiques et de taille. L'effet ϵ associé à la non-conservation dans le réseau hydrographique est par la suite considéré comme étant négligeable car le faciès est établi en hiver, en l'absence d'activité biologique. L'équation 4.6 et la figure 4.22 représentent de manière schématique cette convolution d'effets.

$$RA = \delta * \tau * \lambda \quad (4.6)$$

4.5.1 L'effet géographique

La concentration moyenne naît des processus de production de versants en tête de bassin versant. Le terme associé à la géographie δ représente la diversité des concentrations moyennes

du bassin intégrateur. Les facteurs susceptibles de modifier le faciès hydrochimique sont discutés dans l'ACP en chapitre 4, et repris ici en guise de rappel. Dans l'ACP (voir section 4.3.1), les taux de roches calcaires et cristallines sont deux variables expliquant significativement la variabilité du faciès hydrochimique. Le taux d'agriculture et le taux de forêt sont également impliqués significativement dans la variabilité du faciès hydrochimique. Enfin, le climat explique également cette variabilité au travers de la température et de la pluviométrie moyennes annuelles. Dans cette section, notre objectif n'est plus de trouver les facteurs explicatifs de ce faciès, mais de trouver des "proxys" du terme géographique δ , expliquant la variabilité du faciès.

Méthodologie La pluviométrie et la température annuelles moyennes de chaque bassin sont obtenues par agrégation des pixels au sein de chaque bassin versant. Afin d'identifier la variabilité en plus de la moyenne, le coefficient de variation (CV) est également calculé. La géologie et l'occupation du sols sont des données surfaciques exprimées pour chaque classe en pourcentage de la surface du bassin versant. Afin de caractériser la diversité géologique et d'occupation du sol, nous utiliserons l'indice de diversité de Shannon.

L'indice de diversité de Shannon (Shannon, 1948) est à l'origine utilisé en écologie du paysage pour estimer la diversité d'espèces. Cet indice peut être également calculé pour des entités surfaciques telles que les classes géologiques ou d'occupation du sol. L'indice est estimé en référence à l'équation 4.7 :

$$H' = - \sum_{i=1}^n p_i \log_2(p_i) \quad (4.7)$$

avec i une classe du milieu étudié, n le nombre de classes du milieu, et p_i la proportion en termes de surface de la classe i .

Ainsi, nous estimons pour chacun des 2048 bassins communs à COD et NO_3^- , l'indice de diversité géologique (H'_G), d'occupation du sol (H'_L), d'hétérogénéité pluviométrique (CV_P) ou de température (CV_T).

La figure 4.23 exprime la relation entre indice de Shannon et ordre de Strahler, en considérant la typologie de bassin issue de la catégorisation sur les indices. Quel que soit l'indice d'hétérogénéité, nous constatons une augmentation de sa valeur à mesure que l'ordre de Strahler augmente. Cela signifie que les petits bassins versants (ordre 3 et moins) ont tendance à avoir une géographie homogène, et que leur agrégation (ordre 4 et plus) tend à créer un ensemble hétérogène. Cet effet est d'autant plus marqué pour la géologie. Selon notre hypothèse, les archétypes sont des bassins dont la géographie est plus homogène car leur variabilité hydrochimique est moindre. Cela impliquerait donc des indices plus faibles pour cette catégorie. En réalité, à partir de H'_L , la distinction entre "A", "H1", "H2" et "SH" est délicate, aucune des catégories ne prenant vraiment un avantage sur l'autre (figure 4.23b). A partir de H'_G par contre, nous pouvons observer que "A" regroupe essentiellement des bassins de géologie relativement

homogène (figure 4.23a). C'est notamment le cas en comparaison de "H2" et "SH". Ce résultat indique que la variabilité hydrochimique spatiale des nutriments est effectivement capturée en partie par l'hétérogénéité de la géologie. Il ne se démarque pas de catégories particulières au regard des variables climatiques, l'ensemble des classes étant relativement similaires pour chaque ordre de Strahler. Des différences flagrantes commencent par contre à être observées pour des ordres supérieurs ou égaux à 5. Il est intéressant de remarquer que l'évolution de l'hétérogénéité spatiale des variables climatiques n'est pas similaire à celle des variables physiographiques. En effet, alors que l'évolution est plutôt linéaire-convergente pour H'_G et H'_L , les valeurs de CV_P et CV_T sont stables et faibles avant l'ordre 5 puis un saut est observé au delà de l'ordre 4. L'hétérogénéité climatique à l'échelle de l'année s'approche de la taille d'un bassin versant d'ordre 4 (valeur approximative du saut de variabilité pour CV_T et CV_P). L'hétérogénéité géologique est moins quantifiable et révèle certainement une large gamme de taille. Par exemple nous pouvons opposer la géologie de la roche mère qui se caractérise à l'échelle régionale, de la géologie plus locale suite aux remaniements géologiques et à l'érosion. Le tableau

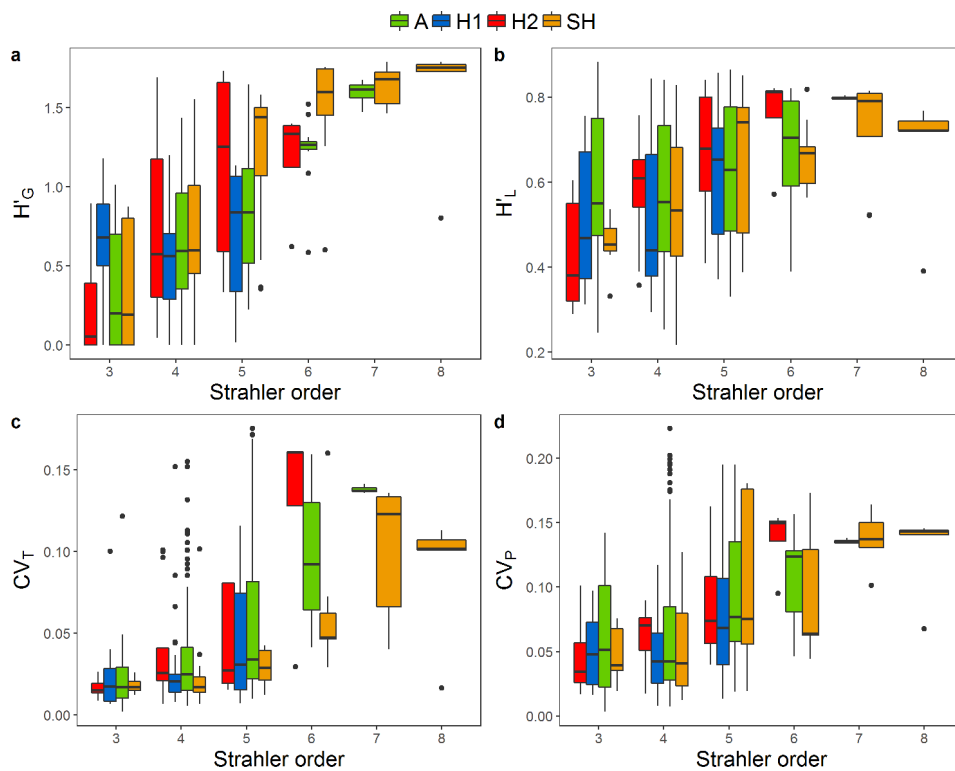


FIGURE 4.23 – Indices de diversité de Shannon, et d'hétérogénéité climatique en fonction de l'ordre de Strahler pour les différents types de bassins versants établis à partir d'une analyse sur COD et NO_3^- .

4.8 synthétise les coefficients de corrélation de Pearson entre $\sigma_{[X]}$ et H'_L , H'_G , CV_T , CV_P . De manière générale, $\sigma_{[X]}$ semble globalement toujours dépendant de H'_G , et c'est d'autant plus vrai pour HCO_3^- et Ca. En second lieu, une corrélation forte et significative est observée avec le coefficient de variation spatial de la température annuelle (CV_T). Cette corrélation n'apparaît pas pour HCO_3^- et Ca. Le coefficient de variation spatiale de la pluviométrie annuelle (CV_P) et l'indice de Shannon pour l'occupation du sol expliquent globalement moins bien l'indice de

variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$. C'est notamment vrai pour les nutriments. Un comportement singulier est obtenu pour NO_3^- , sa variabilité étant négativement corrélée à H'_L , CV_P et CV_T . Cela signifie que plus la géographie (autre que la géologie) est hétérogène, moins il est observé de variabilité hydrochimique.

Tableau 4.8 – Coefficients de corrélation de Pearson entre la variabilité hydrochimique pour le paramètre X ($\sigma_{[X]}$) et la diversité géographique. Les deux premières colonnes représentent les corrélations avec la diversité géologique et d'occupation du sol, les troisièmes et quatrièmes sont reliées au coefficient de variation spatial de la température et de la pluviométrie moyenne annuelle. La significativité (p-value) de la corrélation est représentée par la symbolique *** < 0,001, 0,001 < ** < 0,01, 0,01 < * < 0,05, . > 0,05

	H'_G	H'_L	CV_T	CV_P
NO_3^-	0,27 (***)	-0,4 (***)	-0,27 (***)	-0,29 (***)
PO_4^{3-}	0,33 (***)	0,33 (***)	0,59 (***)	0,3 (***)
P_{tot}	0,29 (***)	0,21 (**)	0,45 (***)	0,18 (**)
COD	0,26 (***)	0,33 (***)	0,4 (***)	0,23 (***)
Cl^-	0,3 (***)	0,07 (.)	0,28 (***)	0,02 (.)
Mg^{2+}	0,42 (***)	0,26 (**)	0,33 (***)	0,22 (**)
Ca^{2+}	0,57 (***)	0,03 (.)	-0,14 (.)	0,04 (.)
Si	0,22 (*)	0,39 (***)	0,45 (***)	0,4 (***)
K^+	0,27 (**)	0,39 (***)	0,59 (***)	0,37 (***)
HCO_3^-	0,71 (***)	-0,04 (.)	-0,05 (.)	0,02 (.)
Na^+	0,28 (**)	0,09 (.)	0,33 (***)	0,08 (.)
SO_4^{2-}	0,42 (***)	0,15 (.)	0,19 (*)	0,1 (.)

L'essentiel de la variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$ semble capturé par la diversité géologique et l'hétérogénéité des températures du bassin versant. Mais c'est plus généralement la combinaison d'au moins ces quatre indices (H'_L , H'_G , CV_P et CV_T) qui permet d'expliquer la variabilité hydrochimique. Nous proposons donc de les assimiler au terme géographique δ . A ce terme une constante C de non-nullité est ajoutée. L'équation 4.6 devient donc 4.8.

$$RA = \delta(C; H'_G; H'_L; CV_T; CV_P) * \tau * \lambda \quad (4.8)$$

4.5.2 La topologie

Le réseau hydrographique est le squelette du bassin versant. Au cours du temps, sa genèse est principalement contrainte par le type de géologie et le régime hydro-pluviométrique. Le concept même de l'approche à base géomorphologique utilise la forme du réseau comme fonction structurante de la réponse hydrologique à une impulsion de pluie nette de telle sorte que le débit à l'exutoire résulte de la convolution de la pluie nette par cette fonction de transfert. Dans l'approche convolutive de la RA, la topologie joue également un rôle majeur dans la mesure où la confluence entre la rivière et son affluent à la confluence i s'assimile à une *probabilité* p_i de dérivation de la concentration moyenne. Cette probabilité augmente lorsque le flux relatif de l'affluent est proche de celui de la rivière principale. Transposée aux indices topologiques, cette

probabilité $p_i(d)$ dépend de la différence d en termes d'ordre de Strahler (ω) entre l'affluent et le cours d'eau principal. Cette probabilité diminue à mesure que le flux du cours d'eau principal augmente, devenant peu à peu insensible aux affluents des premiers ordres ($d \gg 0$).

Nous retrouvons ici une forme de raisonnement similaire à celui de l'approche à base géomorphologique, observant le cheminement des gouttes d'eau au travers de la cascade de Strahler.

Le rapport de confluence R_B proposé par Horton (1945) correspondant au ratio du nombre de tronçons d'ordre ω par le nombre de tronçons d'ordre $\omega + 1$ semble approprié à cette fin (4.24a). Cet indice a été calculé sur 3835 bassins versants de notre domaine d'étude. La valeur médiane pour chaque ordre de Strahler est remarquablement stable, et converge vers 3,5 sur notre domaine d'étude, conformément à la littérature (Horton, 1945, Scheidegger, 1968). Pour

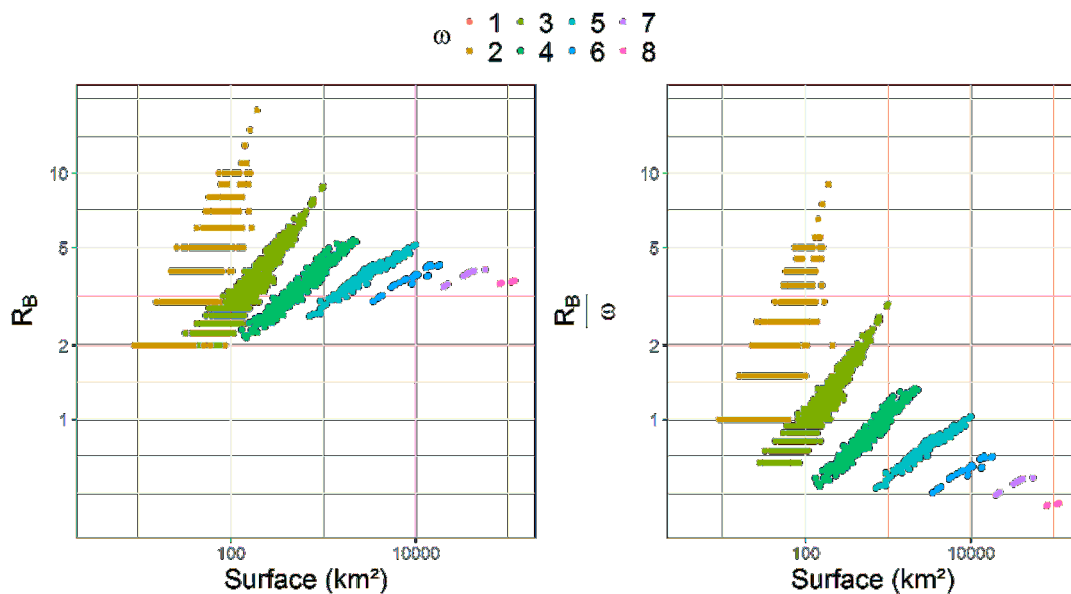


FIGURE 4.24 – (a) Rapport de confluence et (b) Rapport de confluence normalisé par l'ordre de Strahler en fonction de la surface pour 3835 bassins versants du domaine d'étude.

un ordre ω donné, plus la surface augmente, plus le rapport de confluence R_B augmente, car le nombre d'affluents d'ordre $\omega + 1$ augmente. Ceci est cohérent avec l'idée qu'au sein d'un tronçon hydrographique, plus la surface augmente plus la probabilité d'intégrer un affluent dont la concentration moyenne est différente augmente. La tendance à la convergence est cohérent avec l'idée d'une stabilité de la RA sur les plus grands bassins, déjà illustrée par l'effet de taille. Cela indique aussi que plus le bassin augmente, plus il acquiert un faciès hydrochimique stable. Nous cherchons par ailleurs à montrer que plus l'ordre du bassin augmente moins la probabilité de confluence critique est importante. L'ordre de Strahler est alors ajouté dans l'équation comme dénominateur. Le rapport $\frac{R_B}{\omega}$ est alors plus faible et tend surtout vers 0 lorsque ω tend vers $+\infty$. En conséquence, l'équation de convolution devient finalement 4.9 :

$$RA = \delta(C; H'_G; H'_L; CV_T; CV_P) * \tau\left(\frac{R_B}{\omega}\right) * \lambda \quad (4.9)$$

4.5.3 La taille

Une relation positive avec effets de seuil entre RA et surface de bassin versant A a été mise en évidence. Au delà de ces effets de seuil relatifs à la topologie et la géographie, nous devinons une croissance non-linéaire qui tend à converger au-delà d'une certaine surface, soulignant un effet taille plus continu. Les principes élémentaires d'hydrologie relatifs à la description géomorphologique des bassins versants font écho à ce résultat (Dooge, 1986, Horton, 1945, Shreve, 1966, Strahler, 1952). C'est une propriété du réseau hydrographique, et son invariance d'échelle (Mandelbrot, 1967). En effet, de nombreuses lois hydrologiques se sont révélés être de type loi puissance, fonctions de la surface du bassin versant (eq. 4.10) :

$$U = A^\beta \quad (4.10)$$

avec U une variable morphométrique ou hydrologique, A l'aire drainée et β un exposant. La forme de la relation $RA = f(A)$ suggère également une relation de ce type, l'exposant β prenant alors une valeur inférieure à 1. Par combinaison des équations 4.6 et 4.10, nous obtenons l'équation 4.11 :

$$RA = \delta(C; H'_G; H'_L; CV_T; CV_P) * \tau\left(\frac{R_B}{\omega}\right) * \lambda(A^\beta) \quad (4.11)$$

où la RA devient la convolution de l'hétérogénéité géographique exprimée sous la forme de coefficients adimensionnels de chaque bassin versant par une probabilité de confluence critique ($\frac{R_B}{\omega}$). La RA étant un produit de convolution issu en partie de l'hétérogénéité géographique, les archétypes pourraient être une piste de recherche intéressante pour explorer cet effet de taille en minimisant l'impact géographique. En effet, l'effet géographique qui traduit la variabilité hydrochimique spatiale, est limité sur les archétypes. En revanche, même au sein d'un bassin versant en apparence homogène et donc archétypal, une variabilité hydrochimique existe au delà de la REA, les indices géographiques proposés ne peuvent résoudre cette problématique qui relève entre autre de l'hétérogénéité locale, du sol, de la topographie et de la végétation.

4.5.4 Comportement de l'équation perceptuelle de la convolution face aux données observées

Afin de tester l'équation, une approche en quatre temps est effectuée, décrite ci-dessous.

- Les archétypes étant des bassins versants relativement homogènes, l'effet géographique y est limité. L'analyse sera donc effectuée sur cette catégorie de bassin.
- Pour le faciès COD-NO_3^- , les indices de variabilité hydrochimique spatiale $\sigma_{[X]}$, d'Aire Représentative (RA) et sa version normalisée $RA_{n,[X]}$ sont calculés. A l'aide d'une HCPC, les archétypes sont recherchés sur $\sigma_{[X]}$ et $RA_{n,[X]}$.
- A partir de cet ensemble de points, la constante β de l'équation 4.11 est déterminée. La constante de non-nullité C étant fixée à 0.02.
- La vérification de l'équation est effectuée sur l'ensemble des bassins versants ou une RA est observé (et non plus seulement sur les archétypes), et pour tous les paramètres.

La figure 4.25 est une représentation de la RA prédit par régression par rapport à la RA observée. En pratique sur des archétypes et quel que soit le paramètre étudié, l'équation semble se vérifier, l'exposant β demeurant stable et inférieur à 1 (entre 0,66 pour Cl^- et 0,83 pour P_{tot}), les plus grosses erreurs de prédiction étant associées à PO_4^{3-} et COD, et Mg^{2+} avec des R^2 respectifs de 0,46 et 0,4 et 0,48. Les plus faibles erreurs de prédiction sont obtenues pour NO_3^- , Si et Ca^{2+} (R^2 respectifs de 0,73, 0,72, 0,69). De manière générale, une plus grande erreur de prédiction est observée pour des RA inférieures à 100 km², souvent surestimés. Passé ce seuil, la valeur observée tend à être approchée. Cet effet est particulièrement mieux visible sur NO_3^- , Cl^- , Mg^{2+} , HCO_3^- et SO_4^{2-} . Mais c'est pour ces mêmes paramètres que la prédiction tend à être surestimée sur les RA (et donc les petits bassins). Pour PO_4^{3-} , COD, P_{tot} , Na la prédiction semble mauvaise également au delà de ce seuil des 100 km². Cela indique leur origine parfois ponctuelle dans le réseau hydrographique, et qui n'est pas pris en compte dans notre approche empirique. La RA est une variable estimable à partir d'une méthode automatisée et binaire, qui peut souffrir du manque de données, notamment lorsque le cours d'eau critique susceptible de modifier la RA ne fait pas l'objet d'un suivi hydrochimique. Cette information est vérifiable mais nécessite un travail approfondi et n'a pas été effectué. Il est par conséquent difficile de dire avec certitude si l'équation proposée est exactement fiable. Cela dit, le comportement moyen semble bien reproduit et constitue alors une preuve de robustesse. Une loi puissance simple sur la base de la surface, de la forme de l'équation 4.10 pourrait peut-être également convenir. Cependant ce type d'équation n'admet qu'un comportement moyen et ne serait pas à même de représenter la forte variabilité visible sur l'observation.

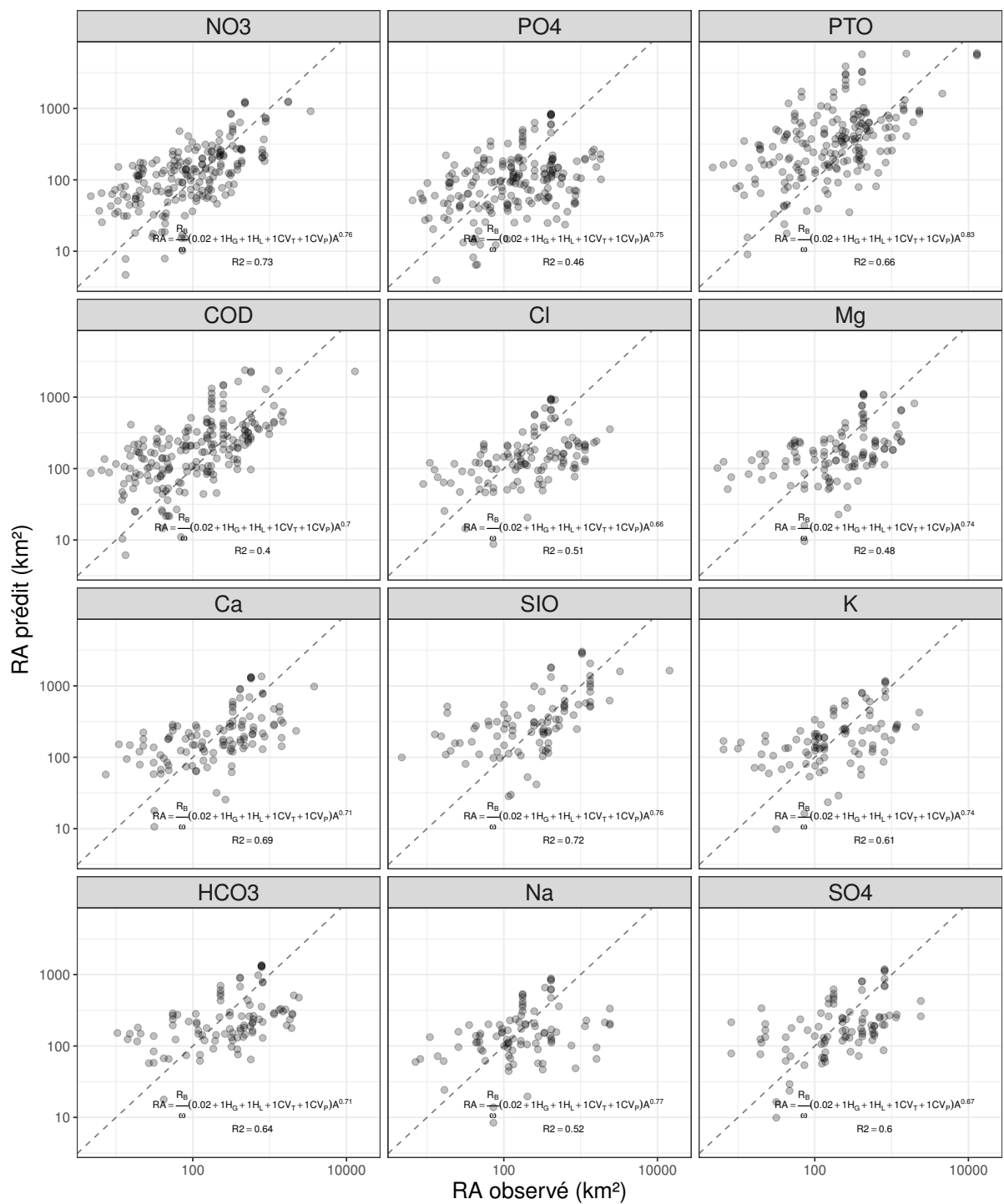


FIGURE 4.25 – RA prédit en fonction du RA observée pour plusieurs paramètres. Constante C fixée à 0.02.

4.6 Conclusion

La *concentration moyenne* en tête de bassin versant est issue du couplage entre les processus hydrologiques de versant, moteur des flux d'eau, et de son système versant. La nature même du versant, sa forme et sa constitution, influencent le temps de résidence des eaux, et induisent par conséquent une dissolution de la matière plus ou moins importante. Le faciès hydrochimique de l'eau issue du versant, déjà complexe, est ensuite modulé par les processus biogéochimiques, parmi lesquels nous pouvons citer la dénitrification, les alternances de réduction/oxydation (cycle adsorption/désorption), de sédimentation ou encore la consommation par l'activité biologique. Une *concentration moyenne* donnée est donc la résultante d'une multitude d'effets, tous difficiles à quantifier par manque de connaissances sur les processus des effets intégrateurs, ou tout simplement l'absence de données. Cet ensemble correspond au système de production du versant, essentiellement situé dans la partie amont d'un bassin versant, et appartenant au domaine de la REA. C'est également à cette REA que l'équilibre entre convection vers le réseau et advection au sein du réseau est atteint. Au sein du réseau, le mélange des eaux entre affluents devient le processus dominant de la *concentration moyenne* à l'aval. L'ensemble du spectre de ces *concentrations moyennes* est observé sur notre domaine d'étude à l'échelle synoptique, et pour la période hivernale. Ce spectre tend à converger vers une valeur synoptique, qui peut être différente selon les paramètres. Afin d'explorer plus en avant l'évolution des signaux, deux nouveaux indices ont été développés. Le premier décrit la variabilité spatiale hydrochimique du bassin versant, et peut être assimilé à un degré de mélange des eaux au sein du réseau. Le second est une estimation de l'aire permettant d'atteindre un seuil de stabilisation de la *concentration moyenne*. Par analogie avec la REA elle est appelée RA (Aire Représentative). A l'aide des bassins versants emblématiques, suffisamment instrumentés pour une approche *multi-échelle*, l'emboîtement des concentrations et des indices depuis l'amont vers l'aval a pu être analysée. Cette analyse a révélé une évolution non-linéaire des indices par effet de seuil, commune à tous les bassins. Mais cette évolution n'est pas similaire entre les bassins, et a été mise en évidence grâce aux bassins emblématiques. Différents comportements hydrochimiques semblent exister au travers de 1) la valeur absolue de concentration issue de l'intégration des affluents amont et 2) la manière dont ceux-ci sont *intégrés* et font évoluer ou non l'Aire Représentative avec la *taille*. Ainsi, trois catégories de bassins ressortent de cette analyse. Les *archétypes* drainent des sous-bassins dont les faciès hydrochimiques sont relativement similaires. Cette similarité induit une stabilisation rapide des concentrations et donc une Aire Représentative faible. Les *hybrides* ont tendance à incorporer un plus large spectre de *concentrations moyennes*, ayant alors tendance à stabiliser à l'aval (RA élevé). Ces deux catégories regroupent des bassins dont la *taille* ne dépasse pas la méso-échelle. Les plus grands bassins de notre domaine possèdent les caractéristiques des deux premiers groupes ; ils disposent d'un large spectre hydrochimique mais ont une Aire Représentative relative faible, ils *intègrent* l'hétérogénéité avec des conséquences limitées sur leur faciès hydrochimique. L'émergence de ces catégories signale une compétition entre différents effets. La *concentration moyenne* résultante d'un cours d'eau de méso-échelle se fait à travers la convolution d'un effet *géographique* et de la *topologie* du réseau hydrographique. Un effet de *taille*

englobe les deux effets précédents et les atténue. Cela est expliqué premièrement par l'évolution des processus tels que la connectivité aux interfaces nappe-rivière-versant (Peralta-Tapia et al., 2015, Shaman et al., 2004, Tunaley et al., 2017), l'évolution de la géomorphologie (Mourier et al., 2008), ou encore l'activité in-stream. Cet effet de la taille se traduit par l'émergence d'un faciès hydrochimique stabilisé, relativement insensible aux affluents des premiers ordres.

Une tentative d'approche empirique de cette convolution est effectuée au moyen de variables géographiques, topologiques et morphométriques facilement observables et invariantes dans le temps. Le terme géographique, exprimé sous la forme de l'indice de Shannon pour la géologie et l'occupation du sol, et du coefficient de variation pour la pluviométrie et la température annuelles moyennes, ont montré des corrélations positives avec la variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$. Au terme topologique τ , décrit comme une probabilité que la concentration moyenne du cours d'eau puisse avoir été déstabilisée est associée la valeur du rapport de confluence divisée par l'ordre de Strahler $\frac{RB}{\omega}$ dont les valeurs sont dans notre cas comprises entre 0,4 et 9. Le terme de taille λ est associé à la surface du bassin versant élevé à la puissance β , dont les valeurs sont comprises entre 0,66-0,83. La vérification de l'équation de la RA sur les observations semble valider l'intuition initiale de la convolution de ces trois effets dominants et ouvre des pistes de travail sur ce sujet. La possibilité d'une application moins lourde à partir d'un nombre restreint de données, ou encore la prédiction du RA à partir de variables géographiques pourrait être une avancée intéressante pour l'objectif non-jaugé.

L'objectif de l'approche à base géomorphologique inverse est avant tout de fournir une information hydrologique en bassin non-jaugé par transposition de l'information hydrologique d'un bassin versant jaugé. Cette méthode est limitée par la similarité hydrologique entre donneur et cible, et par l'évolution des processus à travers les *échelles*. L'utilisation d'indices de similarité sur la base du faciès hydrochimique dans un tel contexte d'emboîtement n'a pas encore été étudiée. Les indices géo-topographiques de similarité ont l'avantage d'être obtenus facilement à l'aide des technologies actuelles, mais ils décrivent seulement la structure du bassin versant en surface. Le faciès hydrochimique, surtout si il est complet (à l'aide de plusieurs paramètres) informe sur les chemins d'écoulements, la géographie, les temps de résidence et sont donc plus représentatifs du fonctionnement du bassin versant. L'Aire Représentative obtenue à partir du faciès hydrochimique et de son indice dérivé $\sigma_{[X]}$ est une façon de caractériser cette similarité au sein d'un emboîtement. La RA permet d'identifier quels sous-systèmes du bassin versant sont *a priori* similaires dans la mesure où ils auraient suffisamment intégré la variabilité totale mesurée à l'exutoire, cette limite étant caractérisée par une stabilisation du faciès hydrochimique (figure 4.26). Nous pouvons répondre à la question d'échelle en "bornant" la transposition entre les bassins de superficie supérieures à la RA (zone 1). La RA donne également une information sur le degré de similarité des sous-bassins (adéquation entre les concentrations moyennes), en faisant l'hypothèse d'une similarité du faciès hydrochimique et donc hydrologique, en zone 2. Par contre, la zone 3 ne répond ni au critère d'intégration, ni au critère de similarité du faciès. Ces schémas d'intégration évoquent donc un cadre de transposition qui serait guidé par la lecture de la variabilité hydrochimique spatiale.

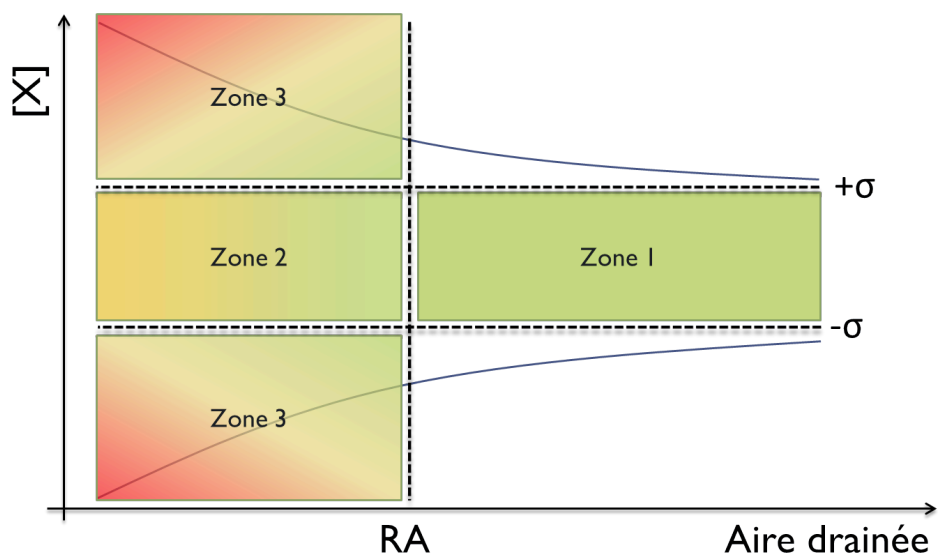


FIGURE 4.26 – Principe d'intégration de la variabilité hydrochimique et distinction de zones de similarité révélées par une analyse RA

Analyse de sensibilité de la méthode RA

5.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de chercher à donner une valeur d'incertitude à la méthode de l'Aire Représentative. En effet, certains bassins versants ont un nombre de sites à l'amont qui peut paraître insuffisant. Notre choix intuitif était de porter ce nombre limite à cinq stations. Cela pose alors la question de la significativité statistique d'une telle approche. Nous allons donc estimer sur quelques bassins la valeur considérée comme parfaite σ_p calculée à partir de l'ensemble des données disponibles puis peu à peu dégrader le jeu de données et observer les conséquences sur l'indice. L'hypothèse de départ considère donc que σ_p est la valeur réaliste, hypothèse sujette à caution car le jeu de données n'est pas parfait.

5.2 Incertitude sur l'indice de variabilité hydrochimique

La méthodologie employée dans le cadre de ce travail est sujette à de nombreuses sources d'incertitudes. En effet à l'erreur *in situ* lors des prélèvements s'ajoute l'incertitude temporelle liée à l'utilisation de la moyenne des concentrations estimée sur plusieurs années et sur l'ensemble de la saison humide, ainsi que la non-exhaustivité des cours d'eau échantillonnés. Les indices statistiques tels que la moyenne ou l'écart-type (d'où est dérivé $\sigma_{[X]}$), sont de puissants indicateurs du comportement d'une population. Cependant l'estimation de tels indices demande, pour être considérée comme étant statistiquement fiables, que l'échantillon utilisé dans le calcul soit suffisamment représentatif de la population totale. La variabilité hydrochimique spatiale d'un réseau hydrographique donné, qui est estimée par l'indice $\sigma_{[X]}$, est sujette à cette limite. Dans notre cas, la population totale serait l'ensemble des biefs qui constitueraient le réseau hydrographique à l'amont du point étudié. Évidemment cette mesure n'est pas disponible et la question de la validité d'un indice spatial basé sur un échantillon restreint de biefs se pose.

Notion de bootstrap

Soit F une loi inconnue tirée d'un jeu de données et dont les observations sont indépendantes et identiquement distribuées. Le bootstrap est une méthode d'analyse de sensibilité par ré-échantillonnage d'une statistique ou d'un modèle qui permet de définir une incertitude sur la valeur estimée (Efron, 1992). On souhaite estimer la quantité $\theta = T(F)$, T étant une fonctionnelle telle que l'espérance mathématiques, la médiane ou la moyenne. Dans le cas non-paramétrique (F ne fait pas partie d'une loi que l'on peut paramétrer), il s'agit d'un échantillon bootstrap $\hat{\theta}$ obtenu tout simplement par ré-échantillonnage avec remise de l'échantillon initial. Ce ré-échantillonnage est effectué N fois de telle sorte que la valeur recherchée est la moyenne des $\hat{\theta}_N$ calculées. L'incertitude au seuil 5% est obtenue à partir des quantiles 0.025 et 0.975 de la distribution des $\hat{\theta}_N$.

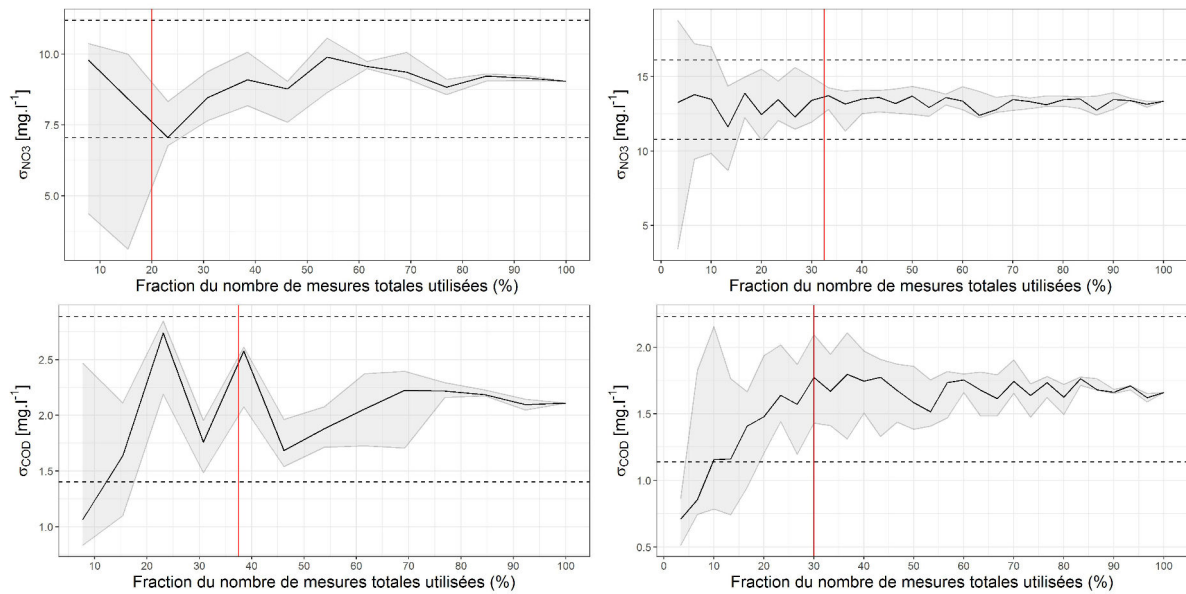
5.3 Sensibilité à la taille de l'échantillon

Afin de répondre à cette question, une analyse de sensibilité de l'indice $\sigma_{[X]}$ en deux temps est proposée. Un bootstrap non-paramétrique est appliqué sur chacun des bassins versants ou le calcul d'un indice est possible afin d'obtenir des intervalles de confiance de l'indice $\sigma_{[X]}$.

1. Un bootstrap est effectué sur l'échantillon total, afin de définir l'incertitude qui lui est associée. Ces incertitudes (visibles sur la figure 5.1) servent ensuite de bornes de confiance.
2. L'indice $\sigma_{[X]}$ est calculé une centaine de fois en enlevant peu à peu des données sur l'échantillon total. Le nombre de valeurs minimum est déterminée lorsque la moyenne des 100 $\sigma_{[X]}$ est stabilisée (recherche de point de rupture dans la moyenne, cf. chapitre 4 section 2, package R "change point" Killick et al. (2012)), et ne dépasse pas les bornes préalablement calculées en (1).

Supposant un échantillon de n concentrations disponibles sur un réseau hydrographique RH , un nombre $n-1$ de valeurs en sont tirées aléatoirement afin de calculer un nouvel indice $\sigma_{[X]}$, la $n^{\text{ème}}$ valeur étant alors retirée de l'échantillon. Cette opération est répétée jusqu'à ce que l'indice ne puisse plus être calculé, faute de valeurs, c'est-à-dire pour un échantillon constitué de 1 valeur. Les valeurs étant retirées aléatoirement, la méthode est appliquée 100 fois afin d'explorer un grand nombre de combinaisons différentes. Cette opération permet de déterminer pour un bassin donné, le nombre de concentrations nécessaires pour obtenir une valeur stable de $\sigma_{[X]}$, proche de celle obtenue avec l'ensemble des données.

Un exemple sur les deux bassins emboîtés du Blavet à Perret et du Blavet à Languidic est visible sur les figures 5.1a et 5.1b. On pourra remarquer que les 100 tirages induisent une distribution plus ou moins large sur la valeur de $\sigma_{[X]}$, et que cette variabilité tend à diminuer lorsque le nombre de stations de jaugeage augmente. Cependant la valeur médiane des 100 tirages se stabilise et converge vers la valeur *a priori* assez rapidement. Ce premier résultat signifie que les concentrations suivent globalement une loi normale centrée sur la concentration à l'exutoire, et qu'il est possible d'estimer cette loi. Il est alors possible d'obtenir une valeur représentative de $\sigma_{[X]}$ à l'aide d'un ré-échantillonnage. La synthèse amont-aval de la méthodologie appliquée aux emboîtements des six bassins emblématiques est visible figure 5.2. Pour faciliter la comparaison,



(a) Analyse sur le bassin du Blavet à Perret (566 km²) (b) Analyse sur le bassin du Blavet à Languidic (1935 km²)

FIGURE 5.1 – Application de la méthode de ré-échantillonnage du jeu de données de concentrations pour la détermination du nombre minimum de stations de jaugeages nécessaire à l'estimation d'une valeur de $\sigma_{[X]}$ stable. Les zones d'incertitudes grisées sont déterminées à partir du premier et troisième quartile. Les droites en pointillées correspondent à l'incertitude bootstrap calculée sur l'échantillon total.

le nombre minimum de stations nécessaires est normalisé par la surface du bassin versant, et exprime donc une densité de stations. Que ce soit pour NO_3^- ou COD, plus la surface du bassin versant augmente, moins la densité de stations nécessaire doit être importante. Les valeurs de convergence de 0,3 (NO_3^-) et 0,5 (COD) stations pour 100 km² semblent être atteintes à partir d'une surface de 1000 km². Des différences apparaissent cependant à plus faible superficie. En effet, la densité de stations nécessaire augmente considérablement pour des superficies inférieures à 150 km², et ce, indépendamment du caractère archétypal (Al, Ma, Ga, Be) ou hybride (Bl et Th) du bassin. Cela peut être lié à l'augmentation de la variabilité hydrochimique sur les bassins de moins de 150 km², mais aussi à la disponibilité inférieure en données.

5.4 Variabilité temporelle

L'estimation des indices de variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$, et de l'Aire Représentative $RA_{[X]}$ sont toutes deux faites sur la base d'une concentration moyenne estimée sur la période d'étude 2000-2016. Cependant, les concentrations en COD et NO_3^- dépendent fatalement des conditions météorologiques et de l'évolution au cours du temps de la géographie du bassin. L'objet de cette sous-section est d'évaluer la variabilité temporelle des indices pour COD et NO_3^- à l'échelle mensuelle, limite imposée par la disponibilité des données.

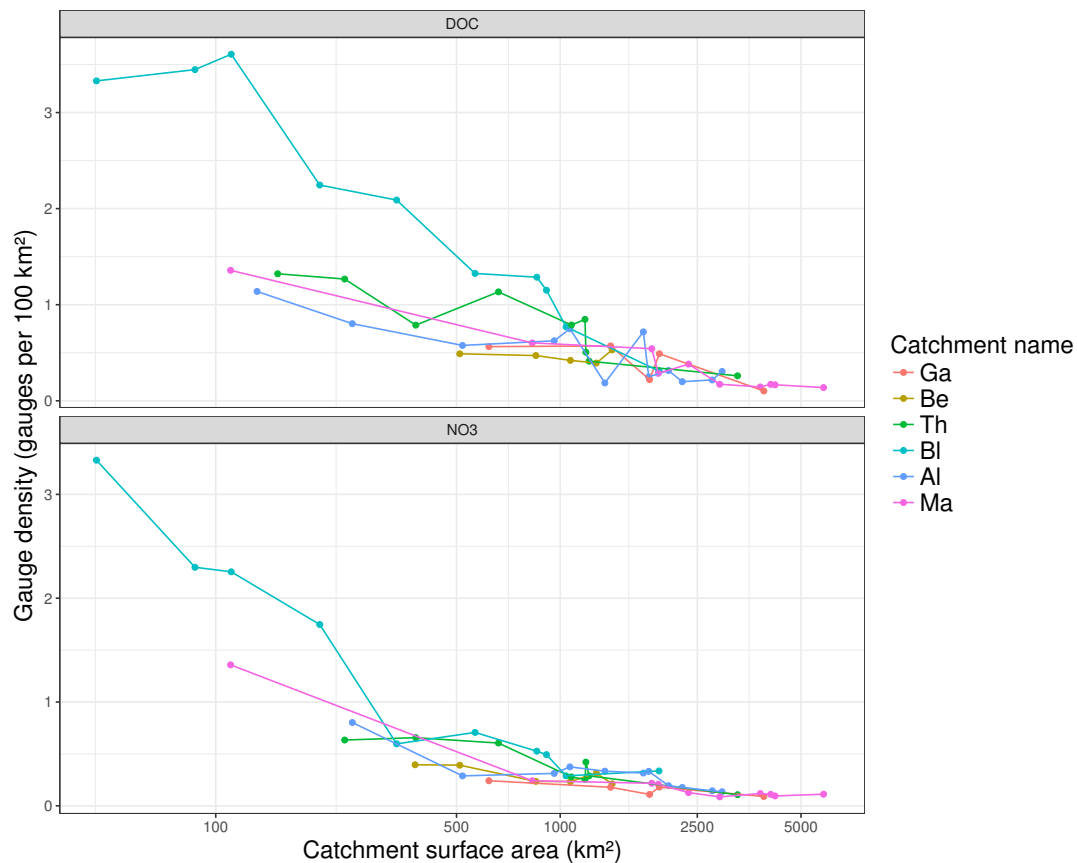


FIGURE 5.2 – Densité de station nécessaire pour l'estimation d'une valeur de $\sigma_{[X]}$ fiable en fonction de la surface du bassin, pour les 6 bassins versants emblématiques.

5.4.1 Estimation des indices hydrochimiques au pas de temps mensuel

Les indices hydrochimiques ont jusqu'à présent été calculés sur des concentrations moyennes hivernales sur 17 années. Ce choix nous permet d'une part de nous affranchir d'éventuels relevés en crue. Nous faisons l'hypothèse d'une RA statique pour un bassin donné, mais tout comme la REA elle pourrait contenir une composante dynamique lorsque l'on s'intéresse à des échelles saisonnières ou mensuelles. En effet la REA est supposée dynamique car les écoulements dominants évoluent avec la saisonnalité, et à l'échelle d'un événement hydrologique de longueur caractéristique L , la REA est dépendant de L (voir partie 1, section 1.1.3). L'objectif de cette sous-section est d'observer la variation saisonnière de la RA. Alors que nous nous limitons aux données hivernales auparavant, nous choisissons ici d'utiliser l'ensemble des données. Ainsi, les indices $\sigma_{[X]}$ et $RA_{n,[X]}$ pour NO_3^- et DOC sont calculés pour chacun des 12 mois des 17 années sur les 6 bassins versants emblématiques. La figure 5.3 représente la fonction densité de probabilité des indices pour chaque paramètre. Les distributions de $\sigma_{[X]}$ adoptent la forme d'une loi normale, sans queue de distribution apparente. Ceci indique la stationnarité de l'indice sur les 17 années. Sur cette figure, la droite verticale représente la valeur $\sigma_{[X]}$ estimée initialement à partir des concentrations moyennes hivernales. Nous pouvons remarquer que cette valeur est très proche de la valeur centrale de la distribution. La distribution de RA_n est par contre plus

hétérogène. Certains bassins tels que Al, Ga, Be et Ma présentent un pic commun pour les deux paramètres, alors qu'ils sont dissociés pour Bl et Th. Cette différence s'explique par le caractère hybride de Bl et Th pour NO_3^- . Bien que pour chacun des bassins et pour COD et NO_3^- , la présence d'un pic de distribution informe d'un comportement dominant, la distribution apparaît souvent multi-modale, signifiant une variabilité temporelle. Le RA_n montre quant à lui une plus grande variabilité à l'échelle du mois, surtout pour COD. Cependant une estimation statistiquement plus fiable de l'Aire Représentative (hivernale) est approchable à partir de la médiane des valeurs mensuelles (le pic), comme illustré sur Ga pour le COD.

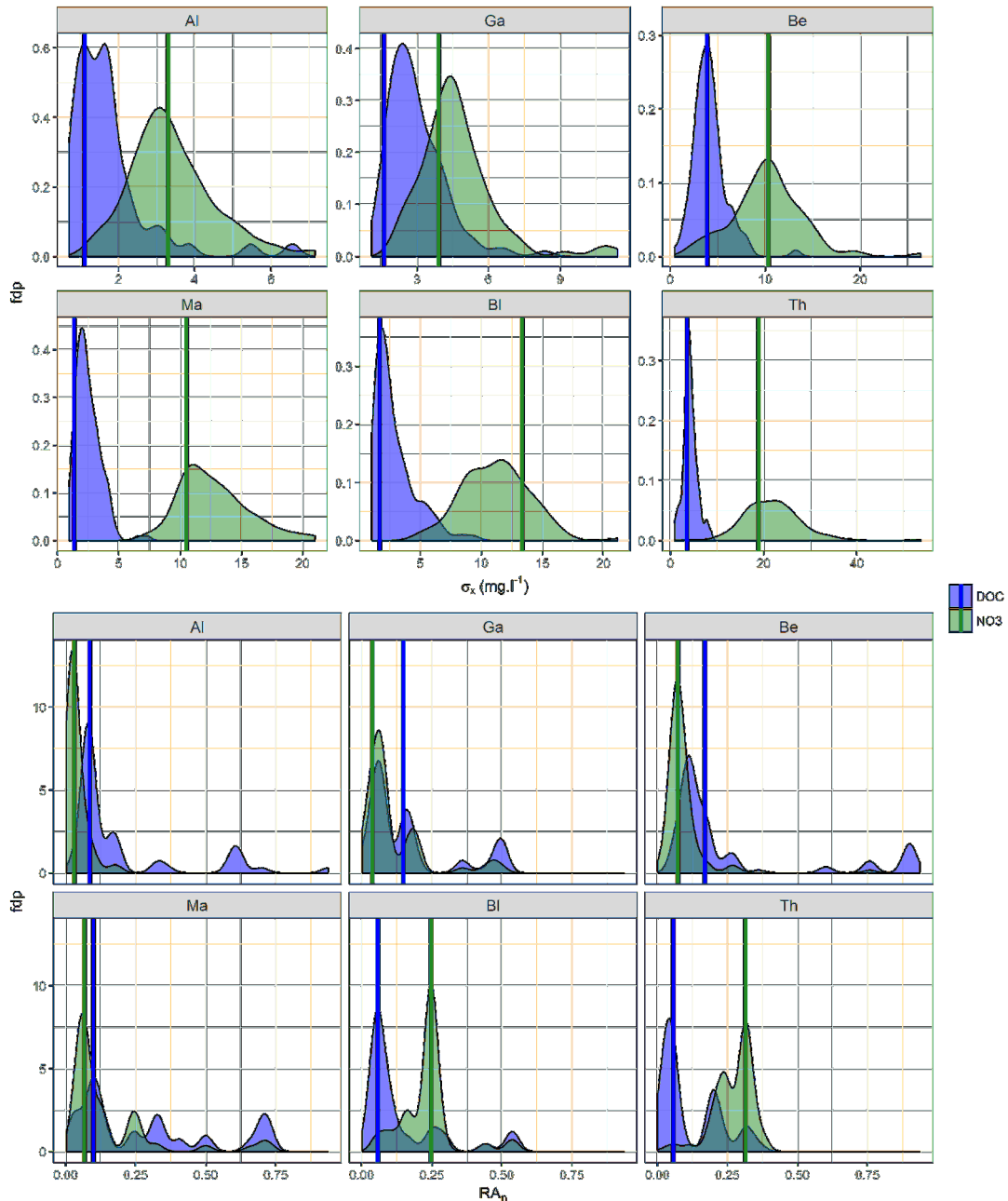


FIGURE 5.3 – Densité de probabilité des indices $\sigma_{[X]}$ et RA_n évaluée sur 17 années (2000-2016) et sur les bassins versants emblématiques. Les lignes verticales correspondent aux indices originaux calculés sur les données agrégées sur 17 ans.

5.4.2 Variabilité saisonnière

A l'échelle mensuelle, la saisonnalité hydrologique et les processus qui en dépendent (saturation de la zone humide, modification des écoulements) et les calendriers de pratique agricole sont des facteurs susceptibles de faire varier les chemins d'écoulements dominants et les quantités de matières arrivant jusqu'au cours d'eau. Pour notre travail, nous faisons l'hypothèse de conservation des paramètres pendant la phase de transfert au sein du réseau hydrographique. Alors que l'activité biologique est très limitée en période hivernale faute de conditions adéquates, celle-ci devient non-négligeable en période estivale, étant alors à même de modifier le faciès hydrochimique des eaux lors de la phase de transfert. La figure 5.4 synthétise l'ensemble des valeurs sur les 17 années et par mois, afin de constater la saisonnalité des indices sur les six bassins emblématiques. Il existe une saisonnalité de la variabilité hydrochimique mais cette dernière n'est pas similaire entre bassins. Elle apparaît sur Ma, Bl, Th, Al et éventuellement Ga avec des maxima en début d'année hydrologique (Septembre-Décembre), et des minima de Janvier à Avril. Bl présente un fonctionnement asynchrone entre COD et NO_3^- , alors qu'il est synchrone partout ailleurs. Il semblerait donc que la période hivernale soit caractérisée par une variabilité hydrochimique spatiale plus faible. Ceci est cohérent avec notre choix méthodologique initial de travail sur la période hivernale, et en lien avec l'homogénéité du fonctionnement hydrologique. En revanche, si la variabilité spatiale est plus marquée en dehors de l'hiver comme cela semble être le cas, il est possible que nous passions également à côté d'une information importante dans la discrétisation des bassins. Par exemple, les bassins archétypaux détectés sur les données hivernales sont-ils des bassins archétypaux sur les données estivales ?

La saisonnalité est observable sur $\sigma_{[X]}$ mais n'apparaît pas pour la RA. Nous pouvons par contre remarquer que bien que relativement stable pour NO_3^- , la RA établit sur COD est bien plus inconstant. Cette irrégularité est soit permanente (observée sur tous les mois : Ma, Bl, Th, Ga) soit ponctuelle (Al, Be). Ceci peut signifier que les processus susceptibles d'impacter la stabilité des concentrations en COD au sein du réseau obéissent à des gammes de temps caractéristiques plus courtes que pour NO_3^- . Ma est un cas particulier car une saisonnalité semble exister pour la RA, les valeurs de RA les plus élevées s'observent en hiver pour COD et NO_3^- .

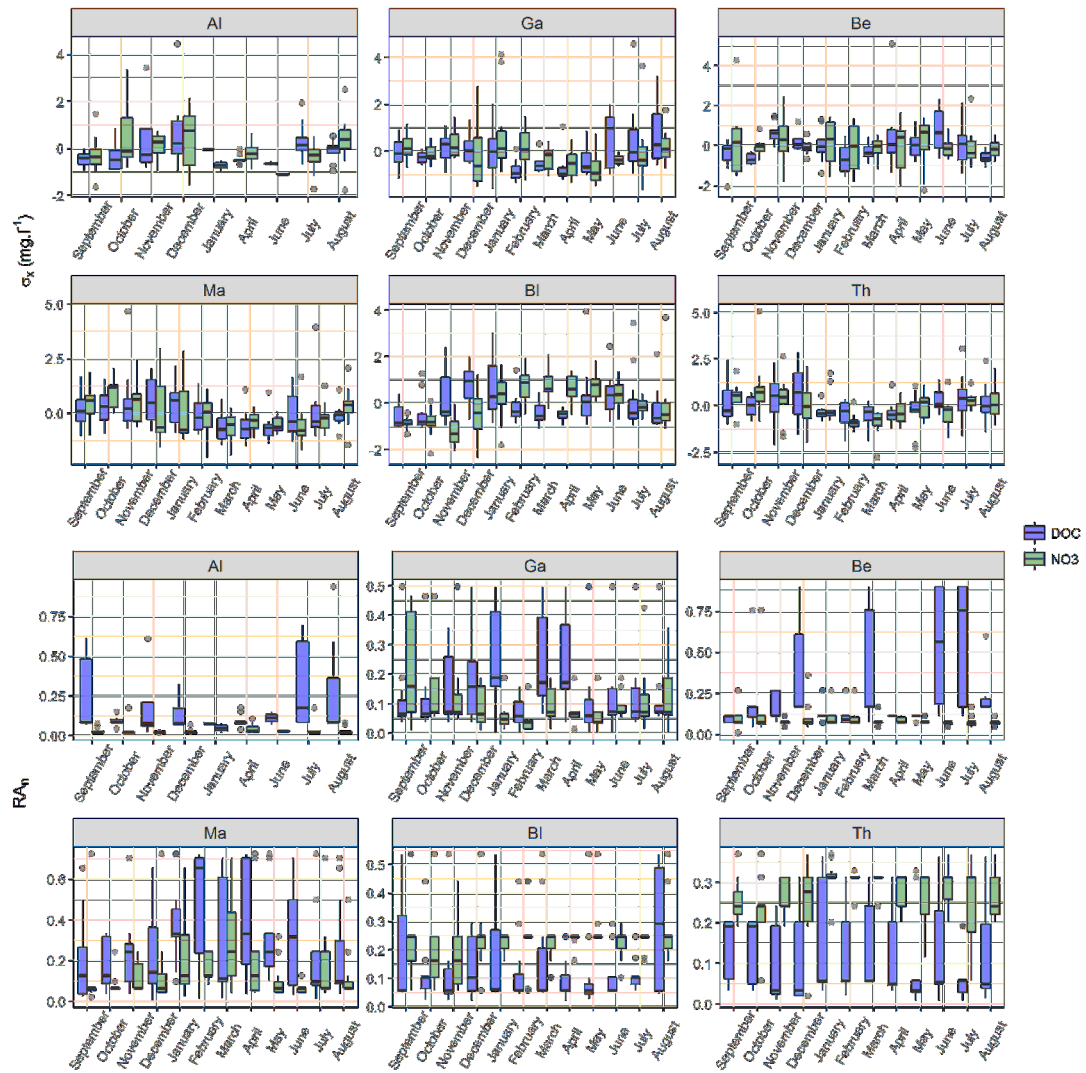


FIGURE 5.4 – Variabilité intra-annuelle des indices $\sigma_{[X]}$ et RA_n évaluée sur 17 années (2000-2016) et sur les bassins versants emblématiques. $\sigma_{[X]}$ est normalisé afin de faciliter la comparaison entre COD et NO₃⁻.

5.5 Conclusion

L'Aire Représentative a été calculée sur des concentrations hivernales inter-annuelles, ce qui mène à une valeur statique. L'établissement de sa valeur aux pas de temps supra-journalier a de fortes chances de révéler le comportement structurel du bassin, alors que son estimation infra-saisonnière pourrait montrer des différences significatives. L'objectif de ce chapitre était donc d'observer le comportement des indices hydrochimiques non plus calculés à partir des concentrations moyennes interannuelles sur 17 ans, mais sur des concentrations mensuelles, et sur tous les mois de l'année. Cette multiplication du nombre d'indices calculés entraînant irrémédiablement une diminution du nombre de concentrations prises en compte dans chaque calcul, nous avons dans un premier temps proposé d'estimer la robustesse de $\sigma_{[X]}$ au nombre de concentrations disponibles.

Robustesse de $\sigma_{[X]}$ Une méthode d'analyse de sensibilité par bootstrap de l'indice de variabilité hydrochimique $\sigma_{[X]}$ a été testée afin d'estimer la robustesse de l'indice et de quantifier les données minimales nécessaires à son calcul. Il a été démontré que malgré le manque d'information, et sous réserve que l'information sur les cours d'eau critiques susceptibles d'impacter fortement $\sigma_{[X]}$ soient disponibles, une estimation fiable de l'indice est atteignable avec un nombre de stations relativement restreint. Ce nombre, retranscrit à l'échelle d'un bassin versant sous la forme d'une densité de stations par unité de surface, diminue à mesure que la taille du bassin versant augmente, jusqu'à converger autour de 1 station pour 200 km², et ce pour des bassins de superficie supérieure à 1000 km². A l'inverse, sur des bassins de superficie plus faible, la densité de stations nécessaires augmente fortement et de manière hétérogène. Cette observation est à mettre en parallèle de la forte variabilité hydrochimique observée sous le seuil synoptique illustré dans les chapitres précédents. Il est en effet plus compliqué de capter l'ensemble de la variabilité à faible superficie étant donné la diversité des faciès hydrochimiques y étant associés.

Limite temporelle du RA Initialement calculée en hiver sur l'ensemble des années disponibles afin de maximiser la densité spatiale de données, ainsi que la signification de la valeur de concentration, nous calculons ici les indices à l'échelle du mois ; le choix du pas de temps mensuel étant contraint par la disponibilité des mesures dans le meilleur des cas bi-mensuelles. La représentation sous forme de densité de probabilité a permis de mettre en évidence un comportement dominant de la RA, proche de la valeur calculée sur l'ensemble des données hivernales, ce qui conforte le passage au pas de temps mensuel lorsque les données sont suffisantes. La recherche de la RA par détermination d'un seuil de variabilité critique étant une approche binaire (avant vs. après seuil), la descente temporelle permet au travers de la distribution de probabilité d'identifier la valeur RA de manière statistiquement fiable.

La variabilité saisonnière L'analyse de la variabilité saisonnière des indices s'est révélé être plus difficile à interpréter. En effet, bien qu'un comportement saisonnier soit visible pour certains bassins versants, ce dernier ne semble pas être systématique d'une part, et parfois être

inversé selon le paramètre. De plus, selon le paramètre étudié l'évolution peut être synchrone ou asynchrone (ex : Ma et Th vs. Bl). Cela révèle un facteur temporel qui n'a jusqu'alors pas été pris en compte. L'explication la plus probable pourrait être la disponibilité aléatoire des données, liée par exemple à un échantillonnage moins fréquent en hiver par exemple. Nous soupçonnons également les processus biogéochimiques in-stream.

Conclusion générale de la partie 2

Dans cette deuxième partie nous exploitons un jeu de données de la qualité de l'eau sur 2223 bassins versants, répartis sur la Loire, la Bretagne, le sud de la Normandie, les côtières Vendéens et les hauts de Seine. Douze paramètres dont deux systématiques (COD et NO_3^-) sont utilisés pour construire le faciès hydrochimique des concentrations moyennes hivernales interannuelles sur la période 2000-2016. Une analyse de type spectral est développée à partir de ces faciès hydrochimiques afin d'explorer l'évolution de ce faciès spatialement. Nous illustrons les résultats à l'échelle synoptique, mais aussi à la méso-échelle à l'aide de six bassins emblématiques du domaine.

Une répétition du motif REA Depuis l'échelle de la REA, jusqu'à l'échelle synoptique en passant par la méso-échelle, qui se traduit par des alternances de stabilisation/déstabilisation de la concentration moyenne. Ces seuils traduisent des niveaux d'intégration des concentrations moyennes amont relatifs au *niveaux d'organisation*.

Deux nouveaux indices hydrochimiques Nous proposons deux nouveaux indices pour décrire la variabilité hydrochimique spatiale ($\sigma_{[X]}$) et pour estimer la surface de stabilisation de la concentration moyenne - Aire Représentative (RA), et sa version normalisée $RA_{n,[X]}$.

Organisation spatiale du faciès hydrochimique La géographie (climat, relief, topographie, géologie, occupation du sol) a un rôle de premier ordre sur le faciès hydrochimique. Cela se traduit à l'échelle synoptique par une organisation spatiale du faciès selon des zones de faibles ou de fortes concentrations moyennes.

Typologie des bassins versants Deux classifications des bassins sont proposées. La première est effectuée directement à partir du faciès hydrochimique COD- NO_3^- et permet de faire ressortir l'organisation spatiale. La deuxième est obtenue à l'aide des indices $\sigma_{[X]}$ et $RA_{n,[X]}$ sur COD et NO_3^- . Les archétypes sont des bassins versants drainant des sous-bassins similaires. Les hybrides sont des archétypes ayant perdu la stabilité d'au moins une

composante de leur faciès hydrochimique suite à la confluence avec un affluent dont la concentration moyenne est significativement différente. Il existe plusieurs catégories d'hybrides selon le ou les paramètre(s) impliqués dans cette déstabilisation. Ces deux premières catégories concernent essentiellement de petits bassins versants. Une tendance à l'hybridation est inévitable à mesure que la surface augmente, mais les plus grands bassins ont une capacité tampon plus importante, ce sont les *hybrides stables*, ils sont associés à des valeurs $\sigma_{[X]}$ élevées mais une faible $RA_{n,x}$.

Diversité des archétypes Les archétypes ne sont pas associés à un faciès hydrochimique en particulier. Au sein du diagramme $[\text{NO}_3^-]$ -[COD] nous pouvons les retrouver dans toutes les classes "COD dominant", " NO_3^- dominant", "COD- NO_3^- faible", "COD- NO_3^- intermédiaire".

Les effets de mélange Un faciès hydrochimique est issu de la convolution de l'effet géographique δ , l'effet topologique τ et l'effet de taille λ . Le terme géographique est exprimé sous la forme d'indices de l'hétérogénéité (Shannon pour géologie et occupation du sol, coefficient de variation pour le climat). Le terme topologique correspond à une forme de probabilité d'intégration d'un affluent important. Cette probabilité est importante en tête de bassin versant mais diminue avec la taille du bassin. Il est représenté par le rapport $\frac{R_B}{\omega}$. Le terme de taille est une loi puissance fonction de la surface du bassin versant. Cette équation perceptuelle est appliquée et montre des résultats corrects pour certains paramètres (NO_3^- , Si et Ca^{2+} avec des R^2 respectifs de 0,73, 0,72, 0,69) et ouvre des perspectives d'application en bassin non-jaugé.

Limites de la méthode : proposition d'une méthodologie opérationnelle Le chapitre 5 a permis d'une part d'apprécier la robustesse d'une approche simple de description de la variabilité hydrochimique et sa stabilisation au sein du réseau hydrographique, et d'en proposer une descente temporelle à l'échelle du mois. Les conclusions touchent aux limites spatio-temporelles d'une telle approche. Nous pouvons alors proposer, à partir des données dont nous disposons, un cadre d'application opérationnel :

Où mesurer ? Tout dépendra de l'objectif visé en terme d'échelle d'analyse. Le premier niveau de stabilisation de la concentration moyenne est atteint à la REA. Les mesures ne doivent pas, dans le cas d'une analyse RA être faites sous la REA (allant de 1 à 20 km² selon étude), le risque étant alors de mesurer le versant. La densité minimale de stations nécessaire à une estimation *a priori* fiable de $\sigma_{[X]}$ décroît avec la taille du bassin. Cette valeur minimale est par exemple d'environ $d = \frac{1}{200}$ stations/km² pour un bassin de $A = 1000\text{km}^2$. Dans ce cas théorique, il faudrait donc au minimum mesurer les $n = \frac{d}{A} = 5$ plus grands affluents.

Quand mesurer? L'estimation des indices n'a pas été possible sous le mois, car les données n'étaient pas assez fréquentes. Cependant, et malgré une certaine variabilité, la valeur centrale de la distribution des indices mensuels sont proches des indices hivernaux inter-annuels et suggèrent donc qu'une application de la méthode est possible au pas de temps mensuel, à l'aide d'une campagne de mesure "snap shot" (mesures quasi-instantanées en plusieurs points du réseau hydrographique), et sur l'ensemble des mois de l'année. L'application de la méthode en plusieurs mois de l'année renforce la puissance statistique de la valeur moyenne interannuelle.

La similarité entre bassins versants L'Aire Représentative est obtenue lorsque l'action combinée de l'effet géographique, topologique et de taille impliquent une stabilisation de la concentration moyenne. Ce critère de stabilisation indique que les processus sont intégrés pour ce bassin versant, et que tout sous-bassin dont la superficie dépasse la RA possède la propriété de similarité avec son bassin intégrateur. Par ailleurs, les archétypes dont l'attribut principal est l'homogénéité du faciès hydrochimique indiquent également une similarité prononcée vis-à-vis de ses sous-bassins.

Troisième partie

Modélisation guidée des dynamiques hydrologiques et hydrochimiques

Construction d'un cadre de transposition optimisé et validation hydrologique

6.1 Introduction

Parvenir à reproduire la réponse hydrologique d'un bassin versant est un exercice difficile, et l'est d'autant plus si le bassin est non-jaugé. A cause des non-linéarités hydrologiques et de la non-stationnarité, les approches purement empiriques ne sont pas robustes et sont à proscrire, notamment si l'objectif visé est d'expliquer la dynamique temporelle fine. Les approches plus conceptuelles sont par contre plus flexibles dans ce cas de figure car elles permettent à l'hydrologue de structurer un modèle à l'aide de sa compréhension du système. L'expérience et l'histoire ont montré qu'il n'existe pas un seul modèle générique (Pomeroy et al., 2013), l'un peut servir de base mais doit être adapté en fonction du type de paysage et de l'échelle spatiale étudiée. Dans le cas de la méthode d'inversion-transposition utilisée dans le cadre de cette thèse, la question de la production d'écoulement (pluie nette) par les versants n'est pas abordée et facilite fortement son application en différents endroits. En effet, la seule information nécessaire est l'hydrogramme du bassin donneur, le paramétrage est simple et robuste, la vitesse d'écoulement et la fonction de transfert, qui peut être dérivée facilement à partir d'un MNT standard. A contrario, l'essence même de ce type de modélisation par transposition d'une information impose des limites d'application liées aux questions de similarité hydrologique et d'échelle. Le travail effectué au Québec a montré que la qualité globale de simulation diminue avec la distance d'une part, et que cette perte de qualité était liée à une dissimilarité (par opposition à similarité) structurelle et conjoncturelle. Ces deux différences impliquent 1) des hétérogénéités de production de la pluie nette, 2) un biais dans le volume d'eau précipité, et donc encore une fois une différence de pluie nette. Au cours de la partie 2, les résultats indiquent que le faciès et les indices hydrochimiques sont utilisables pour détecter une similarité des bassins versants. L'hypothèse qui sera testée dans cette dernière partie est la suivante :

Peut-on améliorer la modélisation hydrologique, et à termes hydrochimique en intégrant le faciès hydrochimique pour la détection des meilleurs couples donneur-cible ?

6.2 Vision actuelle de la similarité hydrologique

La question de la similarité hydrologique a été abordée par de nombreuses personnes mais n'a toujours pas été résolue. Encore récemment Poncelet (2016) conclut que malgré un apport de cohérence physique sur le paramétrage de son modèle conceptuel lors de la régionalisation, l'amélioration des résultats est encore marginale. Oudin et al. (2008) concluent également que l'état des connaissances en similarité hydrologique physique est encore insuffisante. La fin de la décennie PUB (Hrachowitz et al., 2013, Sivapalan et al., 2003) et l'objectif d'une seconde décennie (Montanari et al., 2013) ont néanmoins vu un certain nombre d'avancées sur le sujet. Ces résultats sont synthétisés au travers des *processus, lieux et échelles* par Blöschl (2006), Blöschl et al. (2013) et Hrachowitz et al. (2013), grâce à l'interaction entre l'approche Newtonienne et Darwinienne (figure 6.1). Ce cadre conceptuel est pressenti comme le moyen de surmonter les

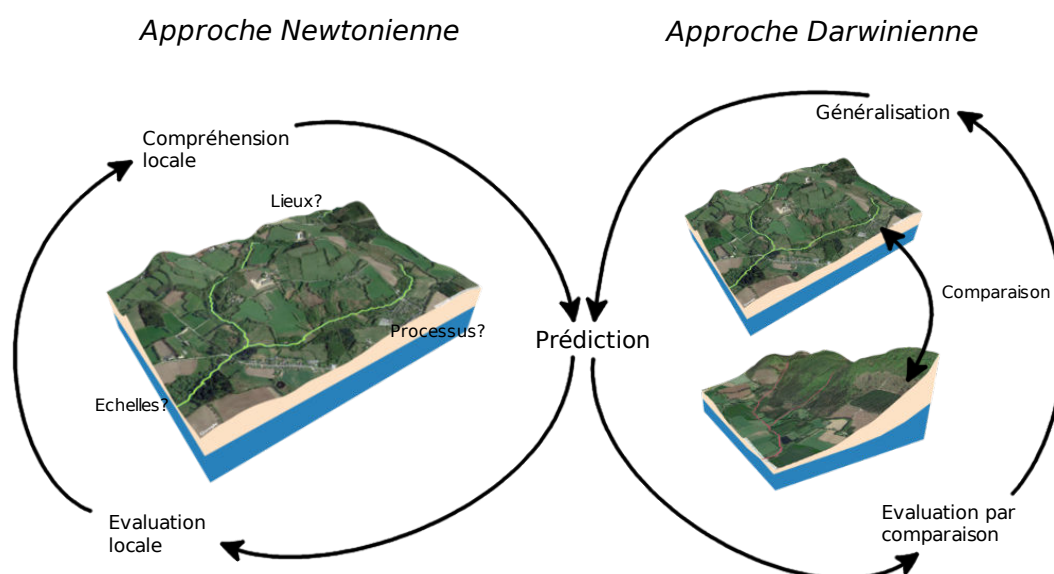


FIGURE 6.1 – Approche Newtonienne et Darwinienne en hydrologie. Adapté de Blöschl et al. (2013)

obstacles actuels à la prédiction fiable de l'hydrologie en bassin non-jaugé. L'approche Newtonienne se base sur les lois de Newton selon lesquelles les systèmes sont régis par les équilibres de masse, de moment et d'énergie. Dans cette approche nous cherchons à justifier la causalité "il pleut-il y a un écoulement" par la compréhension fine de l'ensemble des processus hydrologiques à toutes échelles de temps et d'espace. L'approche Darwinienne 'naturaliste' se base sur l'observation du système comme un ensemble complexe qui a co-évolué sous l'influence d'un certain climat, végétation, géologie. La co-évolution est le coeur de l'approche Darwinienne, et stipule que le système bassin versant physique évolue conjointement avec le climat et la végétation, de manière à former des paysages caractéristiques (Wang et Wu, 2012, Xu et al., 2012). Étant donnée la complexité du bassin versant, cette approche est insuffisante lorsque appliquée à un seul lieu pour établir des règles générales de fonctionnement hydrologique. Sa

force réside dans l'observation de plusieurs lieux aux caractéristiques différentes pour constituer peu à peu un ensemble exhaustif des contrôles de la réponse hydrologique. Au sens Darwinien nous cherchons plutôt à classer les bassins selon leur ressemblance en considération du régime hydrologique, puis de justifier ces classes. Ces classes peuvent ensuite être appuyées par approches Newtoniennes, par exemple via l'utilisation de signatures hydrologiques. Ce nouveau cadre conceptuel permet d'entrevoir une alternative à l'estimation traditionnelle propagation d'erreurs (Liu et Gupta, 2007, Montanari et Brath, 2004). La propagation de l'erreur se fait en prenant en compte les différentes sources d'erreurs connues que sont la mesure, le paramétrage et la structure du modèle. Dans l'approche comparative, on va chercher à multiplier la démarche de modélisation et observer dans quelle mesure celle-ci est incertaine d'un contexte à un autre. Par exemple il est maintenant avéré grâce à la comparaison, que les performances sont moins efficaces en contexte aride à cause de plus courtes longueurs de corrélation et d'une plus grande variabilité des caractéristiques liées au débit (Blöschl et al., 2013). Au sein de cette comparaison, nous pouvons également remarquer que les méthodes de paramétrage par régression fonctionnent mieux que celles par plus proche voisin. L'aridité augmente l'hétérogénéité spatiale et donc l'importance des caractéristiques statiques des bassins versants sur la réponse hydrologique. Le fait que la précipitation annuelle soit un bon prédicteur de la signature hydrologique associée aux crues est tout d'abord contre-intuitif mais est un excellent exemple de la complémentarité entre "Darwinisme" et "Newtonisme". En effet les crues, notamment extrêmes, sont précédées par des pluies caractérisées par leur intensité et leur durée hors normes. D'un point de vue Newtonien ce sont donc les caractéristiques intensité-durée-fréquence (IDF) et le type de sol qui vont gouverner les écoulements dominants et leur proportion. D'un point de vue Darwinien, la pluviométrie annuelle gouverne la co-évolution des sols, son humidité, et est de manière générale bien corrélée aux quantités de précipitations à l'échelle de l'événement (Blöschl et Merz, 2009, Gaál et al., 2012, Sivapalan et al., 2005), tout autant de facteurs explicatifs d'une crue.

La question de l'échelle est évidemment primordiale en termes de similarité hydrologique. La superposition de l'hétérogénéité, les différentes longueurs caractéristiques et temps caractéristiques des processus conduisent à une réponse hydrologique plus lisse à mesure que la taille du bassin augmente. La principale conclusion de cette observation est la meilleure prédiction sur les bassins de grande taille. Par contre cette dépendance à la taille est fortement liée au type de signature hydrologique que l'on souhaite décrire. A l'échelle annuelle ou saisonnière par exemple, la signature est contrôlée essentiellement par l'équilibre hydrologique dont les temps et longueurs caractéristiques sont importants. A contrario, les crues et dans une moindre mesure les étiages ont clairement une forte dépendance d'échelle (dépendance à l'événement pluviométrique et à la topologie du réseau).

6.2.1 L'hydrologie en bassin non-jaugé : un front de sciences

La décennie PUB a ouvert un nouvel angle d'attaque de la similarité hydrologique à travers la complémentarité de l'approche comparative Darwinienne et l'approche mécaniste Newtonienne. A l'heure du big data et du partage de l'information, l'hydrologie comparative promet

l'exploration de nombreux nouveaux contextes. Bien évidemment il reste primordial de développer la métrologie pour l'acquisition de données, de découvrir de nouvelles formes de lecture du fonctionnement hydrologique des bassins, et d'approfondir la connaissance sur les processus. Mais seule une réflexion de synthèse permettra d'avancer considérablement dorénavant. Le travail de thèse avancé jusqu'à présent s'inscrit dans cette logique de synthèse à travers processus, lieux et échelles :

Processus Nous identifions les limites d'une méthode de transposition d'hydrogrammes entre deux bassins donneur/cible, faisant appel au principe de similarité hydrologique.

Données Une large base de données hydrométriques et hydrochimiques à l'échelle synoptique a été constituée.

Techniques **a)** Nous proposons des indices hydrochimiques innovant pour la discrimination des bassins versants.

b) L'incertitude est estimée par approche d'ensemble sur différentes pluies nettes (Darwinien), et différents paramétrages (Newtonien).

Lieux **a)** Cette méthode est appliquée dans différents contextes climatiques en plus du semi-aride Tunisien : le climat océanique humide/subarctique du Québec, le climat océanique humide Breton et le climat océanique humide/semi-continentale de la Loire (Peel et al., 2007).

b) Une classification des bassins versants est rendue possible soit par le faciès hydrochimique, soit selon les indices hydrochimiques.

Échelles spatiales Les données de qualité de l'eau en saison hivernale sont utilisées pour une approche comparative entre bassins et nous permettent d'observer des schémas d'intégration et de convolution à travers la cascade des ordres de Strahler.

Échelles temporelles Nous remarquons une cohérence des indices saisonniers hivernaux avec les indices mensuels.

6.3 La concentration moyenne comme indice de similarité ?

6.3.1 A la méso-échelle

La diversité des contrôles existant sur le faciès hydrochimique augmente considérablement la compréhension des processus et leur expression à différentes échelles et lieux (Kirchner, 2003). La communauté des hydrologues propose l'hydrologie comparative, qu'en est-il de l'hydrochimie comparative ? L'engouement de ces dernières décennies autour des processus biogéochimiques à toutes échelles a permis l'accumulation de savoirs indispensables à l'interprétation des dynamiques. Fort de ce bagage et en connaissance du couplage existant entre flux d'eau et flux des paramètres (Lambert et al., 2013, Lee et Lajtha, 2016, Li et al., 2018, Moatar et al., 2017), les avancées pour l'un sont profitables à l'autre et vice-versa.

Au niveau du bassin versant de méso-échelle, et notamment du bassin versant de tête (ordre de Strahler 1 à 2), la concentration moyenne est très variable dans l'espace et le temps (voir

section 3.3). Cela est illustré grâce à notre jeu de données synoptique dans lequel un seuil synoptique est observé autour de l'ordre de Strahler 4 (approx. 1000 km²), mais ce fait est avéré parmi la communauté (Alvarez-Cobelas et al., 2008, Donohue et al., 2006). Ainsi, de la même manière que Haines et al. (1988) pour les régimes hydrologiques, Alvarez-Cobelas et al. (2008) font une analyse mondiale sur 946 bassins de l'export des différentes formes d'azote. Ils tentent de relier ces valeurs d'export à quelques descripteurs environnementaux mais ne parviennent pas à trouver de relations significatives. La plupart de ces études s'intéressent aux concentrations moyennes annuelles, ce qui explique la cohérence avec les caractéristiques statiques des bassins. Lorsque l'on s'intéresse aux échelles temporelles plus faibles les études s'orientent naturellement sur les processus et non plus sur les similarités entre lieux. L'hydrochimie comparative semble donc encore une science à explorer.

6.3.2 A l'échelle synoptique

Les efforts de recherche se sont concentrés sur les têtes de bassin, afin de rechercher les facteurs de contrôle de la variabilité spatiale. Il existe très peu de recherches relatives à la concentration moyenne à l'échelle synoptique. En effet, le phénomène de mélange entre cours d'eau à mesure que la taille du bassin rend d'autant plus complexe le signal mesuré à l'exutoire. De plus, à mesure que le linéaire des cours d'eau s'accroît, l'hypothèse de conservation des paramètres, indispensable à la résolution des équations de conservation est de plus en plus critiquable (Dupas et al., 2017). Trois articles récents traitent cependant de ces questions en analysant la covariation du débit et des concentrations de différents paramètres dans différents sous-bassins de l'Amazone (Baronas et al., 2017, Bouchez et al., 2017, Torres et al., 2017). Torres et al. (2017) explorent les effets de mélange des 4 affluents majeurs du *Rio Madre de Dios* (approx. 28 000 km²) au Pérou grâce au débit et à des traceurs conservatifs. Ces affluents sont distincts par leurs caractéristiques géoclimatiques, et en conséquence, leur hydrologie. Ils parviennent à distinguer les contributions de chaque affluent à l'aide de deux campagnes de mesures en saison humide et sèche et démontrent que la variation temporelle de la concentration moyenne à l'exutoire est bien cohérent avec le mélange des concentrations incorporées.

Nous pouvons commenter ce résultat dans la mesure où il montre que l'effet topologique est important dans la convolution du faciès hydrochimique.

Dans un deuxième article, les auteurs observent le comportement des relations CQ (concentration-débit) pour une série de cations majeurs et de paramètres trace (Baronas et al., 2017). L'analyse sur les cations majeurs appuie les résultats de l'étude précédente, mais n'est pas vérifiée sur les paramètres trace ce qui suggère des hétérogénéités ou non-conservations. En conclusion les auteurs suggèrent d'étudier avant tout l'homogénéité du bassin versant dans son ensemble si l'on souhaite utiliser les relations CQ pour interpréter son hydrologie.

Identifier l'homogénéité d'un bassin versant est délicat et se rapporte à la question de la similarité hydrologique. Nous proposons une manière de répondre à cette question au moyen

d'indices hydrochimiques et d'une classification des bassins entre archétypes homogènes et hybrides hétérogènes.

A l'échelle du bassin amazonien dans son intégralité (approx. 5 900 000 km²), et grâce à 13 stations de jaugeage situées sur les 4 principaux affluents, Bouchez et al. (2017) observent les relations CQ et phénomènes de mélange des ions majeurs. Actuellement, la façon la plus commune d'exprimer la relation entre débit Q et concentration C passe par une loi puissance de la forme $C = aQ^b$ avec a et b des paramètres ajustés (Godsey et al., 2009). La transition entre le relief alpin des Andes et les basses-terres est détectée par un changement dans la valeur de l'exposant b . En effet ce dernier est dépendant de l'hétérogénéité des bassins drainés : si l'exposant b augmente depuis des valeurs faibles vers des valeurs fortes cela indique une dilution dans les grands systèmes par drainage de sous-bassins hétérogènes. Cela est aussi vrai pour des systèmes plus petits, mais plus pour les mêmes raisons (différents chemins d'écoulement). L'hystérèse (le retour à l'état initial suit des chemins différents du chemin aller selon l'histoire et la mémoire du système (Everett et Whitton, 1952, Gabrielli et al., 2012)) est un attribut souvent négligé pour l'interprétation du comportement du bassin, alors que c'est un indice très informatif (Fovet et al., 2015, Gharari et Razavi, 2018). Bouchez et al. (2017) suggèrent que le déphasage entre le pic de crue et le pic de concentration peut être utilisé comme indice d'hystérèse. Une augmentation de l'amplitude de l'hystérèse est alors liée à une augmentation du déphasage et donc de l'hétérogénéité entre sous-bassins.

L'observation de comportements fortement hystérétiques sur les bassins hybrides ou faiblement hystérétiques sur les archétypes pourrait alors être un bon moyen de valider d'un point de vue hydrologique cette idée. Mais nous ne possédons pas de données avec une telle fréquence sur des bassins aussi vastes.

Ces recherches plus synoptiques pointent le rôle de l'hétérogénéité dans la multiplicité des réponses hydrologiques et hydrochimiques. L'objectif de cette dernière partie est d'utiliser notre analyse de type spectral sur les faciès hydrochimiques pour guider la transposition d'hydrogrammes entre deux bassins.

6.4 Vers une transposition hydrologique guidée par l'hydrochimie

Il existe potentiellement un large spectre de concentrations moyennes. Cela est déjà visible sur nos données synoptiques. Ce constat est à mettre en parallèle de l'observation de Beven (2000) sur l'unicité des bassins versants. Conscient de cette grande diversité, nous avons proposé une analyse spectrale des concentrations moyennes grâce à laquelle une première catégorisation des bassins a été proposée. Ainsi les archétypes sont caractérisés par un faible spectre de concentrations moyennes. Les hybrides correspondent à un mélange d'archétypes de différentes catégories. Les dissimilarités structurelles pourraient être assimilées aux différences de concentration moyenne entre deux bassins. Ces contraintes sont illustrées par la figure 6.2 en fonction de la longueur caractéristique des bassins versants $L = \sqrt{A}$. A la longueur caractéristique de

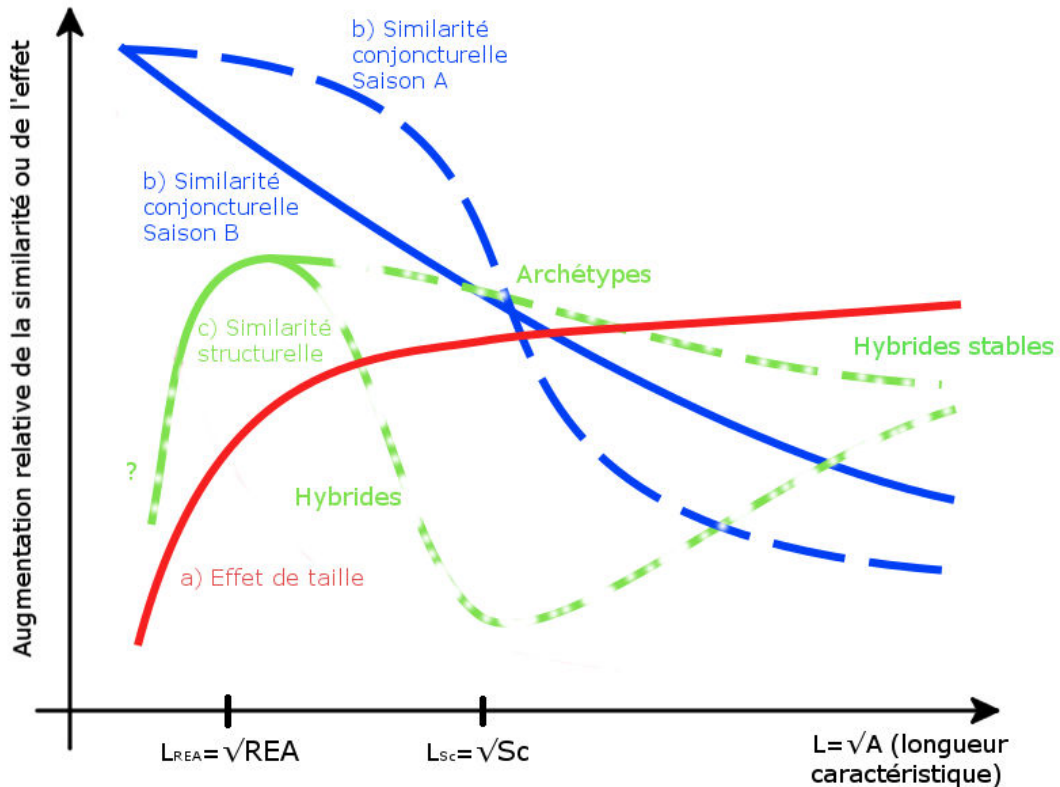


FIGURE 6.2 – Effets combinés de la similarité structurelle, conjoncturelle et de taille impliqués dans la similarité hydrologique et hydrochimique globale, représentés en fonction de la longueur caractéristique $L = \sqrt{A}$ d'un bassin de superficie A . a) Effet de taille : référence à la non-linéarité des processus hydrologiques. b) Similarité conjoncturelle : saisonnalité hydrologique (conditions initiales), type d'événement hydrométéorologique. c) Similarité structurelle : géographie type assurant un certain fonctionnement, représenté par les archétypes (homogénéité géographique), hybrides (hétérogénéité géographique) et les hybrides stables.

la REA $L_{REA} = \sqrt{REA}$ la réponse hydrochimique et hydrologique est très représentative de l'ensemble des processus amonts. Sous cette longueur caractéristique L_{REA} l'hétérogénéité de versant devient trop importante et l'on sort du contexte d'application de l'hydrogramme unitaire géomorphologique (voir section 1.2.3 et 3.3.3). Au delà de cette longueur, l'hybridation commence à des taux variables selon l'endroit. Le seuil synoptique est atteint lorsque l'ensemble de l'hétérogénéité est intégrée et semble être atteinte pour les bassins de l'ordre de 2000 km². Les troisième et quatrième facteurs à prendre en compte sont le gradient climatique et la saisonnalité. Plus la distance entre bassins augmente moins le climat est similaire. D'autre part, si la distance entre bassins dépasse la longueur caractéristique de l'événement météorologique alors la transposition d'hydrogramme n'a plus de sens. Cette longueur est dépendante de la saison et de l'événement et est illustrée par les résultats au Québec.

Ci-dessous, les principes de surface critique, de similarité hydrochimique et d'intégration sont proposés et illustrés au moyen de simulations par inversion-transposition sur les bassins versants emblématiques et leurs voisins.

6.4.1 Les principes de similarité sur la base de l'hydrochimie comparative

Nous proposons ici deux principes de similarité qui se basent sur le faciès hydrochimiques, l'indice de variabilité hydrochimique spatial et l'Aire Représentative.

Le principe d'intégration

L'Aire Représentative est porteuse de deux informations. Elle permet si associée à l'indice de variabilité hydrochimique spatial de détecter le comportement archétypal ou hybride du bassin versant. La seconde plus implicite, est l'information d'un niveau d'intégration du bassin versant, en rapport avec l'effet de taille. La RA permet de connaître la surface approximative à partir de laquelle un bassin versant atteint un seuil d'homogénéisation par incorporation de l'hétérogénéité amont. La RA va donc pouvoir être utilisée pour estimer parmi les sous-bassins lesquels sont les plus susceptibles d'être identiques (figure 6.3 sur 1) l'intégration des processus et 2) la similarité hydrochimique, et-ce de manière qualitative :

1. Toute partie du réseau dont l'aire drainée est supérieure à la RA est caractérisée par une similarité (Zone 1 = Similarité forte).
 - (a) hydrochimique par un mélange devenu suffisamment homogène (hybride stable), ou par le drainage de sources identiques (archétype).
 - (b) de taille.
2. Toute partie du réseau dont l'aire drainée est inférieure au RA mais dont la concentration moyenne reste dans la gamme imposée par la variabilité hydrochimique est caractérisée par une similarité hydrochimique (Zone 2 = Similarité intermédiaire).
3. Toute partie du réseau dont l'aire drainée est inférieure au RA mais dont la concentration moyenne excède la gamme imposée par la variabilité hydrochimique est dissimilaire (Zone 3 = Similarité faible).

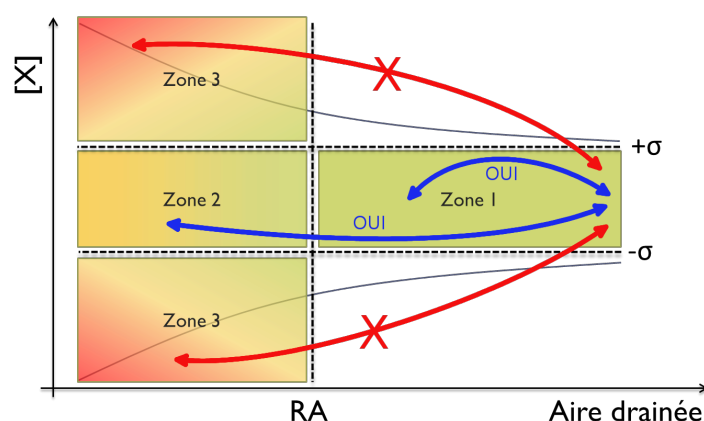


FIGURE 6.3 – Principe d'intégration de la variabilité hydrochimique et distinction de zones de similarité révélées par une analyse RA

En conséquence, la transposition d'un hydrogramme depuis un sous-bassin vers l'exutoire (et inversement) sera faite préférentiellement depuis les zones 1 et 2. Si la donnée est indisponible,

une transposition serait possible depuis la zone 3 si le bassin intégrateur est un archétype, synonyme d'un minimum d'homogénéité au sein du bassin. Nous faisons l'hypothèse que les meilleurs résultats de transposition à l'exutoire sont attendus depuis les sous-bassins de la zone 1, puis 2 et enfin 3. Un indice de similarité qualitatif est assigné à chaque sous-bassins, et pour un paramètre donné, à partir d'une analyse RA en référence à la figure 6.3. Est attribué respectivement aux bassins versants des zones 1, 2, 3 le terme de similarité "fort", "intermédiaire" et "faible". Lorsque cet indice qualitatif est calculé pour différents paramètres, le moins bon indice (et donc le plus discriminant) est conservé. Étant donnée la densité spatiale importante de données disponibles pour COD et NO_3^- , l'indice est calculé sur ces deux paramètres. La RA est une analyse sur les sous-bassins, a priori la réponse hydrologique et hydrochimique à l'aval est en partie auto-corrélée (il ya dépendance) à la réponse des sous-bassins amonts. Nous nous attendons donc à de bons résultats, et d'autant plus sur des archétypes.

Le principe d'affinité

Selon le principe d'intégration, un bassin issu de la zone 2 a une similarité intermédiaire selon le paramètre X, car sa concentration moyenne est comprise dans la gamme de variabilité hydrochimique ($\pm \sigma_{[X]}$), en référence à celle de l'exutoire. Cette hypothèse sous-entend que si deux bassins ont une concentration moyenne [X] proche pour le paramètre X, alors leurs fonctionnements hydrologiques et hydrochimiques sont similaires, car l'eau aura eu *en moyenne* une histoire identique à l'exutoire. Le travail sur la classification des bassins selon leur concentration moyenne hivernale a démontré une certaine organisation spatiale, liée à la géographie. L'affinité se définit comme un "rapport de nature ou de convenance entre des êtres ou des choses". Remis dans le contexte, nous appelons le principe d'*affinité hydrochimique* l'idée d'orienter la transposition d'hydrogrammes entre deux bassins dont la concentration moyenne ou le faciès hydrochimique est proche. Il y a deux manières de procéder pour cela :

1. Estimer une distance euclidienne des concentrations entre la cible et les donneurs dans un système à n dimensions, ou n est le nombre de paramètres utilisés. Plus la distance est faible plus le bassin est similaire.
2. Utiliser un système de classification tel que celui qui a été établi au cours de l'analyse hydrochimique en partie 2 à partir d'une ACP. C'est également la distance euclidienne qui est employée, seulement elle est utilisée pour établir des *classes*. Deux bassins sont alors considérés comme étant similaires s'ils appartiennent au même cluster. Cette classification ayant déjà été faite, nous nous baserons sur celle-ci pour la suite du travail.

Afin de raccrocher cette réflexion à la figure 6.2, cette méthode peut s'appliquer entre deux bassins relativement petits ($\sqrt{REA} < \sqrt{A} < \sqrt{S_c}$), proches géographiquement et dont le faciès hydrochimique COD et NO_3^- est sensiblement identique. Les bassins sont considérés proches si leur distance géographique est inférieure à 75 km (distance basée sur les résultats Québécois, voir conclusion générale de la partie 1). A nouveau, deux classes qualitatives sont proposées : si le couple de bassins appartient à la même classe de faciès, ils sont considérés "similaires", sinon "différents".

6.5 Application de l'inversion-transposition vers les bassins emblématiques

Afin de pouvoir interpréter les simulations hydrologiques suivantes, une présentation des bassins emblématiques plus approfondie est présentée ci-dessous. Nous renverrons le lecteur aux cartes 4.2 et 4.3 en section 4.2.2 pour une vision globale de ces bassins versants. Le Blavet à Languidic (1935 km²) est situé à l'interface entre une zone plutôt sédimentaire à l'est, et granitique ou métamorphique à l'ouest. Il s'écoule du nord vers le sud. La Mayenne à l'Huisserie (2904 km²) présente un mélange relativement homogène entre schistes et granites, et s'écoule du nord vers le sud. Affluent rive gauche de la Loire, le Beuvron à Montrieux-en-Sologne (511 km²) s'écoule de l'est vers l'ouest et est caractérisé comme les bassins voisins par une forme très allongée. Il draine une zone strictement sédimentaire et relativement imperméable, dans une région homogène essentiellement composée d'argiles et de sables. Il est caractérisé tout comme la région environnante, par de nombreux étangs, tourbières et forêts. Le Thouet à Misse (1078 km²) est le bassin le plus atypique de la sélection, s'écoulant du sud au nord. Affluent direct de la Loire en rive gauche, il prend source dans une région à dominance granitique mais draine par la suite une région calcaire dans sa partie est. Il est par ailleurs caractérisé par les concentrations en NO₃⁻ parmi les plus importantes de tout notre jeu de données. La Gartempe à la Roche-Posay (3900 km²) présente une organisation géologique particulière. Au sud, plus des deux-tiers de la superficie en amont appartiennent au socle du massif central marqué par du granit et du gneiss. Au nord, à l'aval, se fait la transition vers des terrains karstiques (calcaires du Dogger), avant la confluence avec la Creuse. La confluence avec l'Anglin son affluent principal (1665 km²) est située 9 km en amont de la station de jaugeage de la Gartempe. L'Allier est l'un des derniers cours d'eau sauvages de France, à savoir qu'il n'est pas endigué, ce qui laisse libre cours à son tracé selon l'année. Il est également situé en plein coeur du massif central, correspondant à un substrat rocheux magmatique homogène.

Méthodologie Une difficulté supplémentaire s'ajoute à la validation hydrologique dans la mesure où il n'existe pas toujours l'information hydrologique nécessaire à la transposition d'hydrogramme au niveau des sites de mesure des concentrations. De plus, la localisation des jaugeages de débit peut différer de la localisation des observations de la qualité. Pour cette raison, il en résulte un nombre limité de stations couplées. Le couplage est effectué selon un critère de distance et un critère de hiérarchie topologique, à partir du logiciel cartographique GRASS 7.4.1. Dans un premier temps, une matrice de distance entre la station qualité et les stations de jaugeage situées à moins de 5 km est calculée. Parmi cette sélection, la station la plus appropriée sera :

1. Celle dont le ratio des ordres de Shreve (magnitude du cours d'eau définie par le nombre de confluences amont) est compris entre 0,85 et 1,15. C'est une façon plus rapide d'estimer le rapport de surface.
2. Celle ayant le même *nombre de Hack*. Le nombre de Hack est le terme utilisé par GRASS pour discerner le cours d'eau le plus long du bassin (ordre 1), ses affluents majeurs (ordre

2) et ainsi de suite.

Les résultats sont présentés sous la forme de 4 vignettes pour chacun des 6 bassins emblématiques et pour chacun des deux principes appliqués.

1. La première vignette représente l'analyse du RA dans le cas du principe d'intégration, où le graphique des concentrations $[\text{NO}_3^-]$ en fonction de $[\text{COD}]$ dans le cas du principe d'affinité (en haut à gauche).
2. La seconde est une synthèse des scores de simulation hydrologique par indice de similarité pour chaque métrique : NSE, NSEsqrt, VE (en haut à droite).
3. La troisième vignette montre le bassin versant emblématique sur fond de cumul pluviométrique, son réseau et les stations qualité-quantité selon l'indice de similarité (en bas à gauche).
4. La dernière présente les simulations par inversion-transposition depuis les donneurs colorés selon leur indice de similarité (en bas à droite).

Pour qualifier si la simulation est bonne ou non, nous nous référons aux résultats synoptiques obtenus par de Lavenne et al. (2016) sur 389 bassins versants de la Loire. Leur stratégie de simulation d'ensemble depuis les cinq donneurs les plus proches (distance de Ghosh) leur a permis d'obtenir des critères NSE dont le premier et troisième quartile sont égaux à respectivement 0,55 et 0,86. Cette stratégie de simulation d'ensemble permet de réduire l'incertitude. Nous considérerons quant à nous les simulations individuelles. Ces simulations sont considérées bonnes si leur NSE est supérieur à 0,7, mauvaises si le NSE est inférieur à 0,5.

Rappel de l'objectif de la simulation Nous souhaitons valider deux principes de similarité hydrologique à l'aide de la transposition d'hydrogramme. L'hypothèse est que la qualité de simulation sera meilleure si le couple de bassin est qualifié de *similaire*.

- Dans le cas du *principe d'intégration*, la transposition est effectuée depuis un sous-bassin vers le bassin intégrateur à l'aval. L'opération peut tout à fait être effectuée dans l'autre sens. Par ordre d'indice de similarité décroissant nous utilisons les termes "fort" > "intermédiaire" > "faible".
- Dans le cas du *principe d'affinité*, la transposition peut être effectuée sur n'importe quel couple de bassins dont la distance est inférieure à 75 km. Le terme "similaire" est utilisé pour les bassins supposés similaires par principe d'affinité, et "différents" sinon.

6.5.1 Le Blavet

Le Blavet, situé en Bretagne présente une pluviométrie relativement homogène, bien que légèrement supérieure dans sa partie amont (figure 6.4). Fortement agricole, il se démarque par une concentration en NO_3^- augmentant avec la surface du bassin à mesure que la proportion de terres arables augmente. Au regard du NO_3^- , la RA est élevé et le bassin ne semble donc pas être archétypal. A l'inverse la concentration en COD diminue progressivement, mais reste

globalement stable, traduisant un comportement archétypal. Cette contradiction implique un comportement plutôt hybride.

Principe d'intégration

La transposition donne de très bons résultats quel que soit l'indice de similarité, pour les trois métriques. Les meilleurs résultats sont néanmoins obtenus pour l'indice de similarité fort, puis intermédiaire, et enfin faible. Les bassins différents sont situés au nord. Il est important de préciser la présence du barrage de Guerlédan en amont du Blavet susceptible de laminier fortement l'hydrogramme.

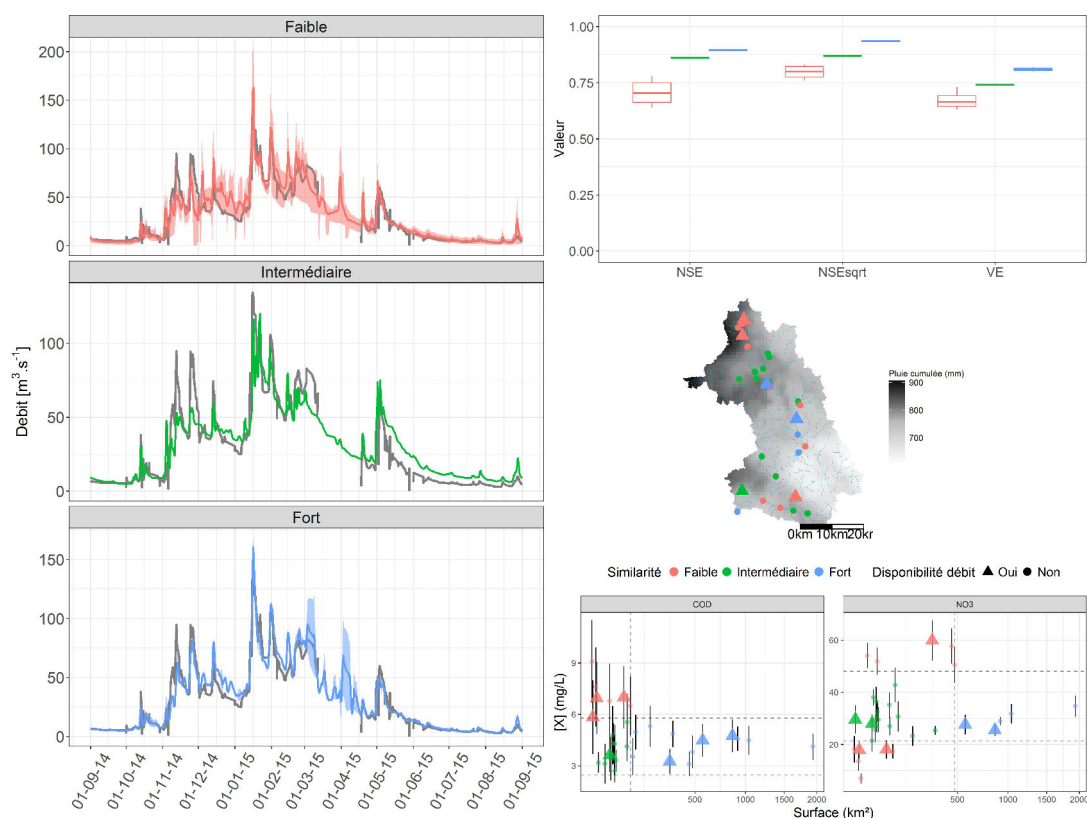


FIGURE 6.4 – Inversion-transposition sur le Blavet à Languidic (1935 km²) sur l'année hydrologique 2014-2015 par application du principe d'intégration

Principe d'affinité hydrochimique

Le Blavet à Languidic fait partie de la classe de faciès "NO₃⁻ dominant", illustré par des bassins à l'influence agricole marquée. Parmi la sélection de donneurs, les bassins "similaires" sont plutôt localisés sur la côte, là où les pentes sont plus douces et favorisent l'agriculture, à l'inverse des bassins considérés comme étant "différents" situés dans le massif des Monts d'Arrée. Ces derniers bénéficient d'une pluviométrie sensiblement supérieure (jusqu'à 1400mm par an), et d'un substrat schisteux. Les donneurs similaires sont meilleurs que les donneurs différents avec des scores supérieurs pour toutes les métriques, et plus de robustesse. La valeur faible

de NSE visualisée signifie qu'un des donneurs "différent" donne de mauvais résultats en crue. Cependant quelle que soit la catégorie, la variabilité intra-classe reste faible.

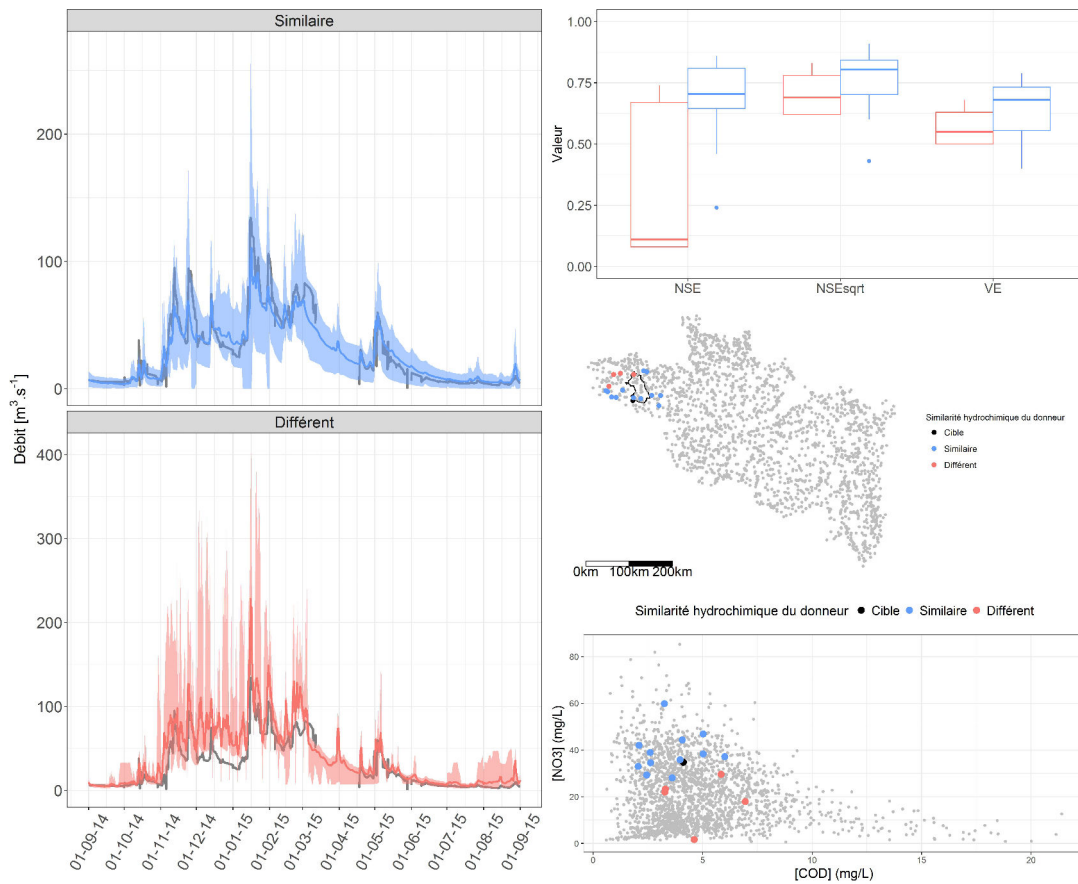


FIGURE 6.5 – Inversion-transposition vers le Blavet à Languidic (1935 km²) sur l'année hydrologique 2014, selon la concentration moyenne.

6.5.2 La Mayenne

Tout comme pour le Blavet, la pluviométrie est globalement homogène sur l'ensemble du bassin, sauf à l'extrême nord. La Mayenne est également un bassin agricole prononcé, mais à la différence du Blavet il n'existe pas de gradient amont-aval. La RA est atteinte relativement rapidement, traduisant un comportement archétypal.

Principe d'intégration

Les résultats sont encore une fois très bons pour les trois indices de similarité. Les hydrogrammes montrent une bonne reproduction de la dynamique malgré une surestimation des pics de crue pour les indices de similarité faibles. Les bassins considérés les plus dissimilaires sont situés dans la partie ouest de la Mayenne. Les meilleurs résultats sont associés à l'indice fort puis intermédiaire puis faible. La fraction du bassin la plus dissimilaire est située dans l'ouest et est constituée de granites, avec de faibles concentrations en COD mais fortes en NO_3^- .

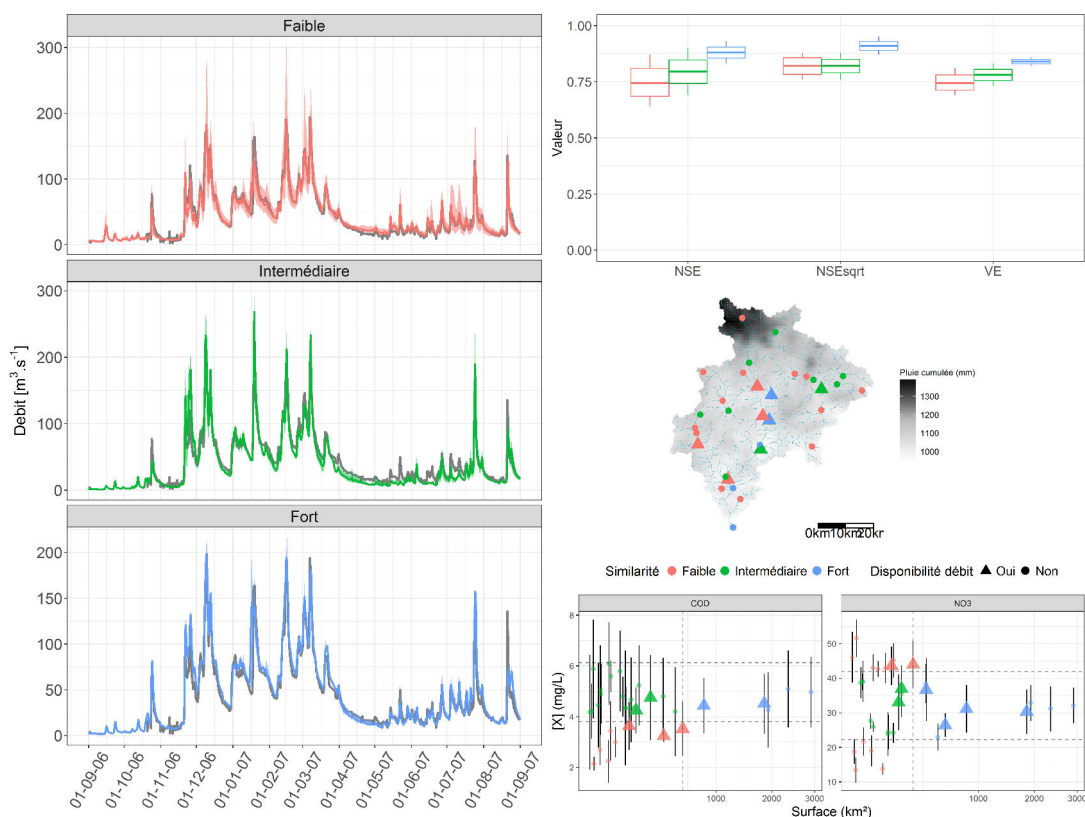


FIGURE 6.6 – Inversion-transposition sur la Mayenne à l'Huisserie (2904 km²) sur l'année hydrologique 2006-2007 par application du principe d'intégration

Principe d'affinité hydrochimique

La Mayenne appartient tout comme le Blavet au cluster NO_3^- dominant. Les donneurs similaires sont principalement situés au nord, alors que les donneurs différents appartenant au cluster DOC-NO_3^- intermédiaire sont plutôt situés au sud. Les meilleurs performances sont ob-

tenues pour les donneurs similaires avec des scores bons à très bons, les donneurs différents ayant des scores moyens à bons, médiocres dans le cas du NSE_{sqrt} .

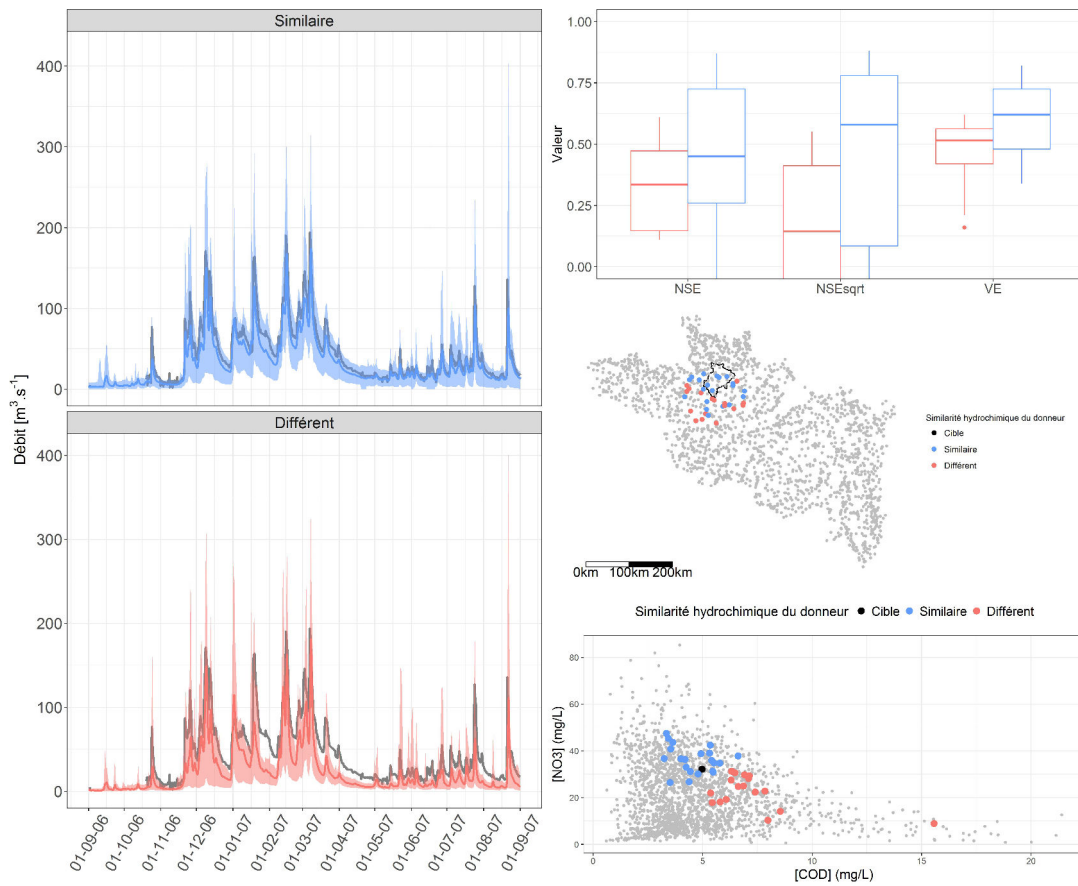


FIGURE 6.7 – Inversion-transposition vers la Mayenne à l’Huisserie (2904 km²) sur l’année hydrologique 2007, selon la concentration moyenne.

6.5.3 Le Beuvron

Principe d'intégration

Le Beuvron ne possède pas de stations de jaugeage emboîtées et rend impossible une analyse hydrologique via la RA. Nous pouvons par contre placer le Beuvron parmi les archétypes au vu des analyses effectuées en section 4.3.7.

Principe d'affinité hydrochimique

La particularité du Beuvron et des bassins voisins provient de son substrat sédimentaire, sa forêt et ses nombreux étangs. Ces derniers attributs semblent par ailleurs à l'origine du faciès "COD dominant" qui lui est caractéristique. Il y a une organisation spatiale des donneurs similaires, nettement situés autour du Beuvron dans la région sédimentaire, uniquement en rive gauche de la Loire. Les simulations sont très bonnes depuis les donneurs similaires, et moyennes à bonnes pour les donneurs différents.

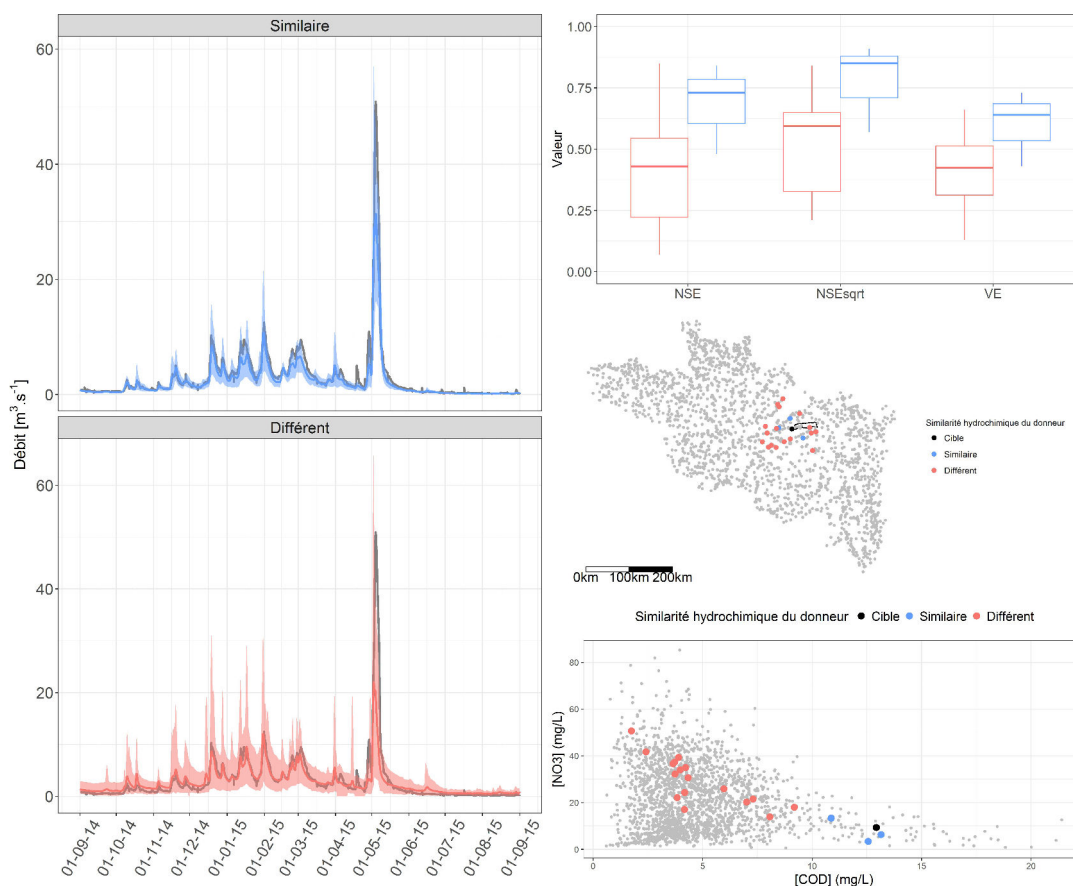


FIGURE 6.8 – Inversion-transposition vers le Beuvron à Montrieux-en-Sologne (511 km²) sur l'année hydrologique 2014, selon la concentration moyenne.

6.5.4 Le Thouet

La station de jaugeage du Thout à Chacé, n'a pas de signification hydrologique au sens de la BANQUE HYDRO. De plus, peu de données existent, ce qui ne permet pas une vérification des simulations. Son sous-bassin à Misse (1078 km²) est choisi à la place. Le Thouet est classé parmi les hybrides.

Principe d'intégration

L'analyse RA d'origine sur le Thouet à Chacé l'avait catégorisé comme hybride. Cela est expliqué par la différence de géologie entre l'amont et l'aval (magmatique, puis sédimentaire avec des calcaires et enfin de la craie). Sur le Thouet à Misse, le bassin recouvre essentiellement du granite. La concentration moyenne est stabilisée relativement rapidement et selon le principe d'intégration le Thouet à Misse est donc encore un archétype à ce stade. La simulation depuis le donneur d'indice fort est quasi-parfaite, alors qu'elle est très variable selon les 2 donneurs d'indice faible, l'un donne une simulation bonne, le second médiocre. La simulation défailtante surestime fortement le débit sur l'ensemble de la période. Ce résultat est intéressant dans la mesure où la carte géologique laissait deviner une similarité géologique entre ces différents bassins. Pourtant dans un cas il y a dysfonctionnement. Nous pouvons alors voir l'apport de l'information ponctuelle d'une concentration observée, intégratrice des processus du bassin, en comparaison d'une carte géologique, seulement représentative d'une information surfacique.

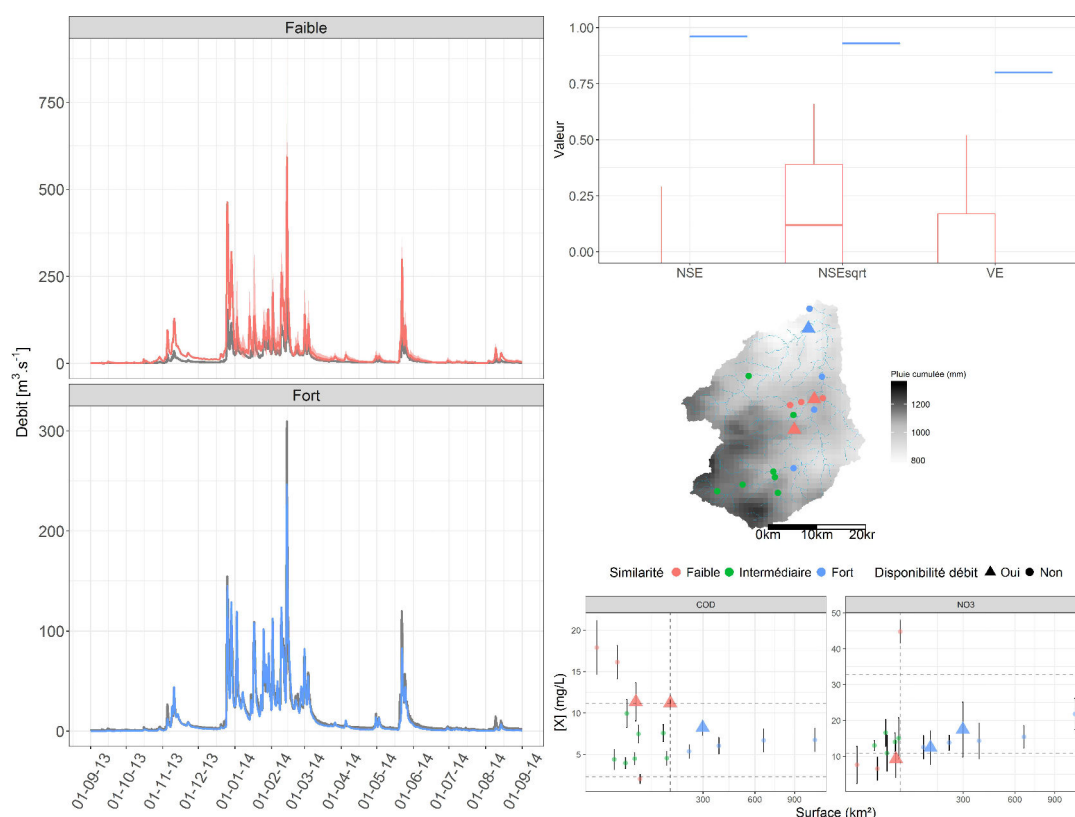


FIGURE 6.9 – Inversion-transposition sur le Thouet à Misse (1078 km²) sur l'année hydrologique 2014 par application du principe d'intégration

Principe d'affinité hydrochimique

Le Thouet se situe à l'extrémité est du massif armoricain granitique. Au niveau de Misse, la faciès hydrochimique est "COD-NO₃⁻ intermédiaire". Le bassin est localisé sur une interface géographique séparant le faciès hydrochimique "NO₃⁻ dominant" au sud-ouest, "faible COD-NO₃⁻" au sud-est, et "COD dominant" au nord-est. Les donneurs similaires sont tous situés au nord-ouest. Les donneurs sont bien répartis au sein du graphique [NO₃⁻]-[COD]. Les simulations sont très bonnes depuis les donneurs similaires, bien meilleures que pour les donneurs différents, bien que ces derniers présentent des résultats intermédiaires.

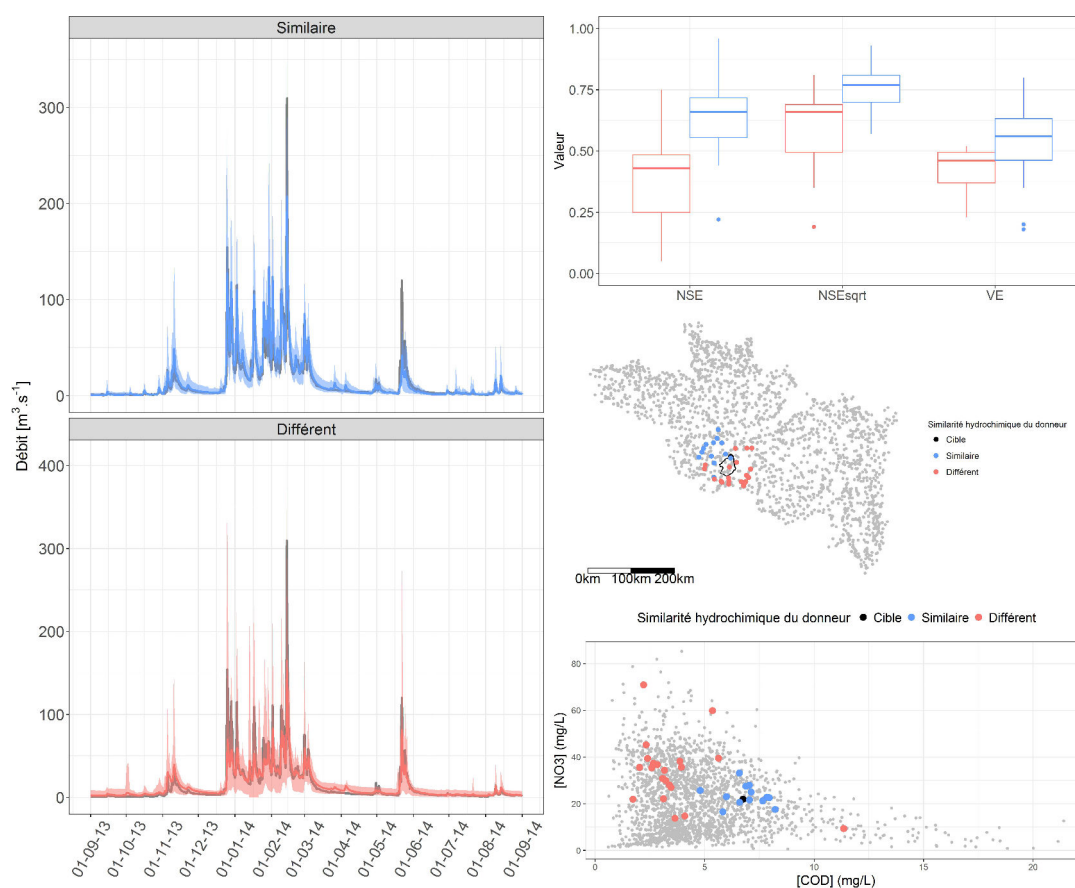


FIGURE 6.10 – Inversion-transposition sur le Thouet à Misse (1078 km²) sur l'année hydrologique 2014 selon la similarité hydrochimique.

6.5.5 La Gartempe

La Gartempe (3900 km²) se démarque de la Mayenne et du Blavet par un fort gradient amont-aval dans la pluviométrie (1200 à 700 mm sur la période de simulation). Cette rivière se caractérise par un substrat cristallin homogène dans une grande partie amont et une présence humaine limitée. Cela est visible au travers des faibles concentrations et variabilités en COD et NO₃⁻. Il fait partie des archétypes.

Principe d'intégration

Les deux donneurs les plus importants sont la Gartempe et l'Anglin, tous deux qualifiés en similarité forte. Les hydrogrammes montrent que le premier surestime légèrement les débits alors que le second les sous-estime. Pour ce cas de figure une simulation d'ensemble pourrait être très intéressante. Bien que la première analyse en partie 2 sur la Gartempe le considère archétype, nous pouvons nous questionner sur la pertinence de l'utilisation des nutriments seuls pour identifier un comportement archétypal, ces derniers étant moins discriminant de l'hétérogénéité géologique (voir ACP en partie 2). Les scores sont bons à très bons avec un net avantage pour la catégorie de similarité forte. Nous remarquerons par ailleurs que les zones qualifiées de plus dissimilaires sont situées sur le nord-est du bassin, bassin de l'Anglin. A titre d'exemple, une analyse RA sur les ions hydrogencarbonates, indiquant une dissolution de roches calcaires est bien plus stricte sur la définition des zones de similarité pour la Gartempe.

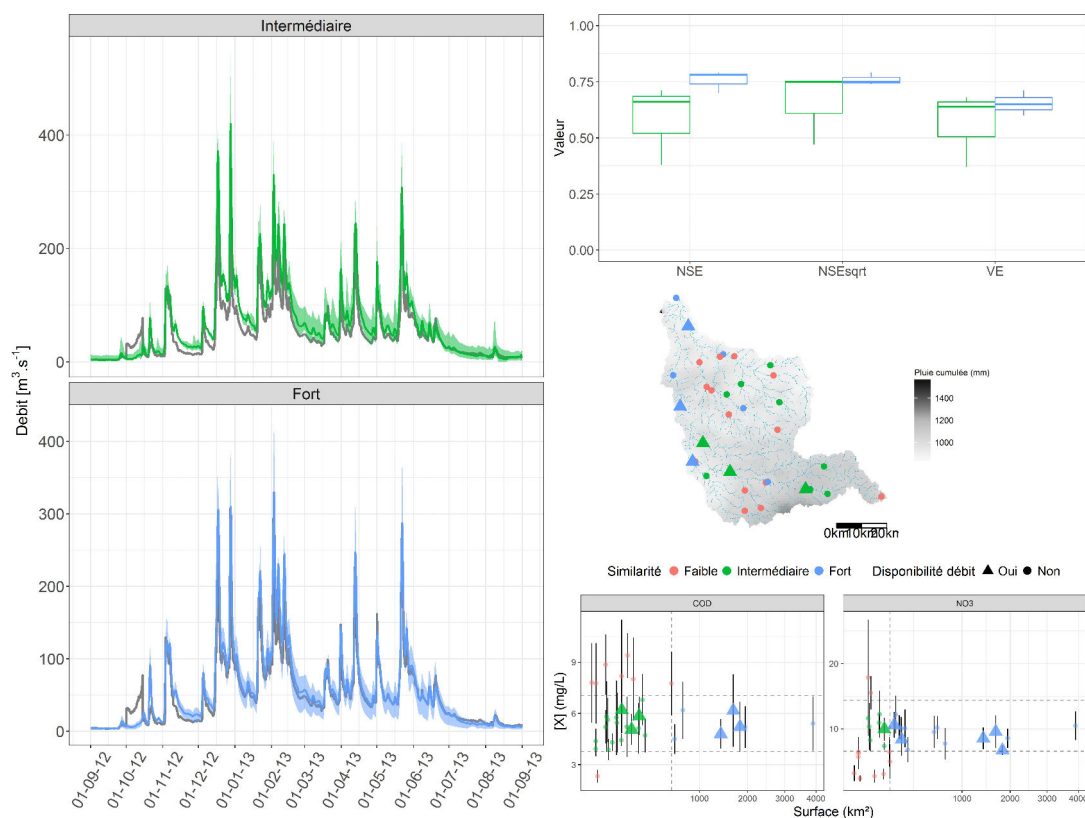


FIGURE 6.11 – Inversion-transposition sur la Gartempe à Roche-Posay (3900 km²) sur l'année hydrologique 2013 par application du principe d'intégration.

Principe d'affinité hydrochimique

La Gartempe de par sa géologie et sa localisation est peu impactée par l'homme. Les concentrations observées sur son cours la classe parmi le faciès "COD-NO₃⁻ faible". La plupart des donneurs situés autour de l'exutoire de la Gartempe appartiennent à des zones calcaires, également plus occupées par l'homme. En conséquence, la majorité de ceux-ci appartiennent au faciès "NO₃⁻ dominant". Trois d'entre eux appartiennent néanmoins au faciès "COD dominant",

alors qu'ils sont en réalité très proches de la concentration moyenne de la Gartempe au sein du graphique de distribution NO_3^- -COD. A l'inverse, l'un des donneurs semble plutôt appartenir à la catégorie NO_3^- dominant. C'est un exemple concret d'une limite imposée par le choix d'une classification en 4 classes allant d'une dominance du NO_3^- vers une dominance du COD. Cette situation illustre la nécessité d'une réflexion autour d'une autre méthode de partitionnement ou de recherche du donneur selon la concentration moyenne. Les résultats restent cependant conformes à ce qui était attendu dans la mesure où ils sont bons à très bons pour les donneurs similaires, et médiocres à bons pour les donneurs différents.

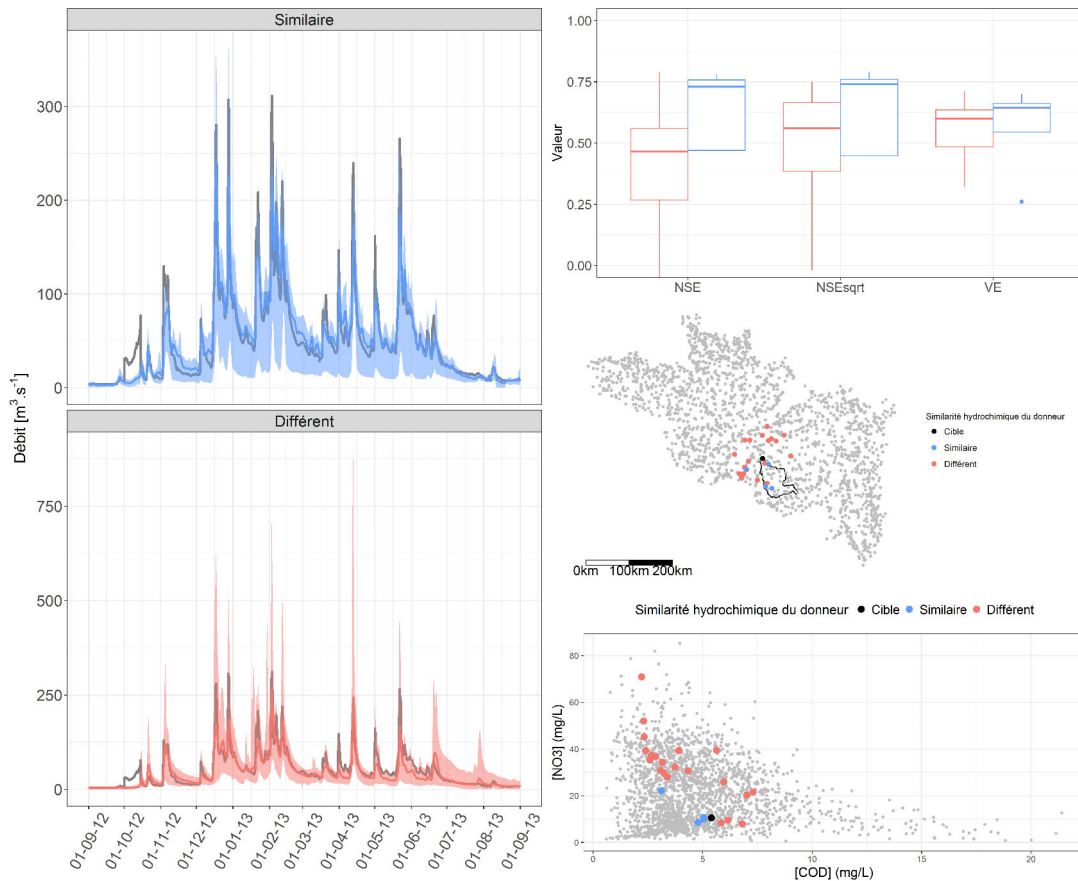


FIGURE 6.12 – Inversion-transposition sur la Gartempe à Roche-Posay (3900 km²) sur l'année hydrologique 2013 selon la similarité hydrochimique.

6.5.6 L'Allier

L'Allier est un cours d'eau faiblement impacté par l'homme sur presque tout son ensemble. Cela est particulièrement visible à partir des concentrations mesurées en COD et NO_3^- , proches des niveaux naturels. L'Allier est un exemple rare parmi notre jeu de données. En parallèle de son aspect naturel conservé, l'Allier possède l'attribut des archétypes par sa faible variabilité hydrochimique et sa stabilisation rapide au regard de NO_3^- et COD. De par sa situation géographique montagnaise, l'Allier est soumis à une plus grande hétérogénéité climatique, notamment par l'effet orographique, ou lors d'épisodes cévenols en amont.

Principe d'intégration

Les transpositions fonctionnent bien depuis les bassins de similarité intermédiaire, et même très bien lorsque l'indice est fort. La simulation est par contre fortement dégradée pour le bassin d'indice de similarité faible, donneur situé très à l'amont de l'Allier. Nous pouvons alors nous poser la question du rôle du gradient pluviométrique pour ce cas particulier. Par ailleurs, les transpositions marquent presque toutes une surestimation des débits qui s'atténue à mesure que le donneur s'agrandit. Le gradient observé sur l'année hydrologique 2013 montre une amplitude allant de 800 mm à plus de 1600 mm.

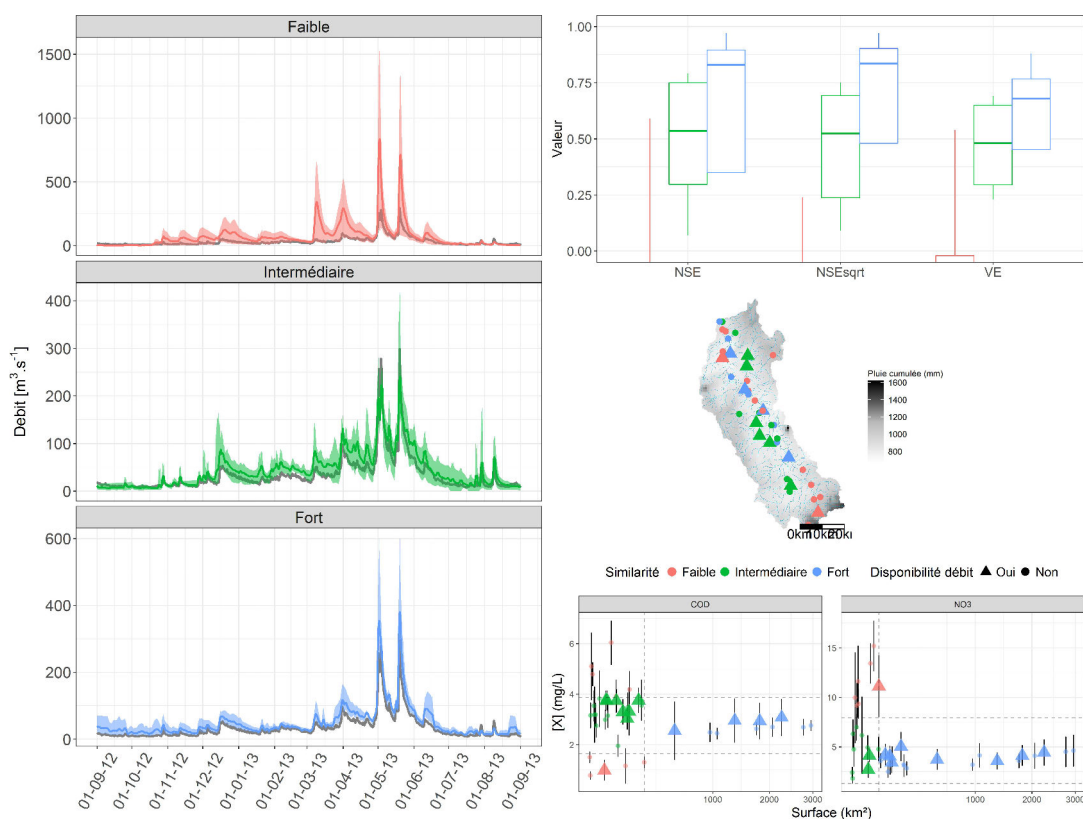


FIGURE 6.13 – Inversion-transposition sur l'Allier à Auzon (2951 km²) sur l'année hydrologique 2013 par application du principe d'intégration

Principe d'affinité hydrochimique

L'ensemble des donneurs potentiels appartient au faciès "COD-NO₃⁻ faibles" et sont donc considérés comme étant similaires à la cible. Ce résultat est cohérent avec l'idée que nous avons du lieu, à savoir très homogène, montagneux et sauvage. D'une certaine manière, ce milieu peut se rapprocher de la Montmorency au Québec, dans la mesure où l'influence nivale est notoire avec des cumuls de neige certes bien moins importants, mais un substrat rocheux magmatique et une forêt en proportion forte. De la même manière que sur l'analyse par principe d'intégration, les simulations surestiment les débits à l'exutoire, mais restent très cohérentes. L'erreur visible ici est avant tout une erreur de biais liée soit à la pluviométrie, soit à la production. L'erreur pluviométrique semble prépondérante au vu des gradients observés et de l'effet orographique. L'erreur de production doit être négligeable selon l'hypothèse de similarité hydrochimique.

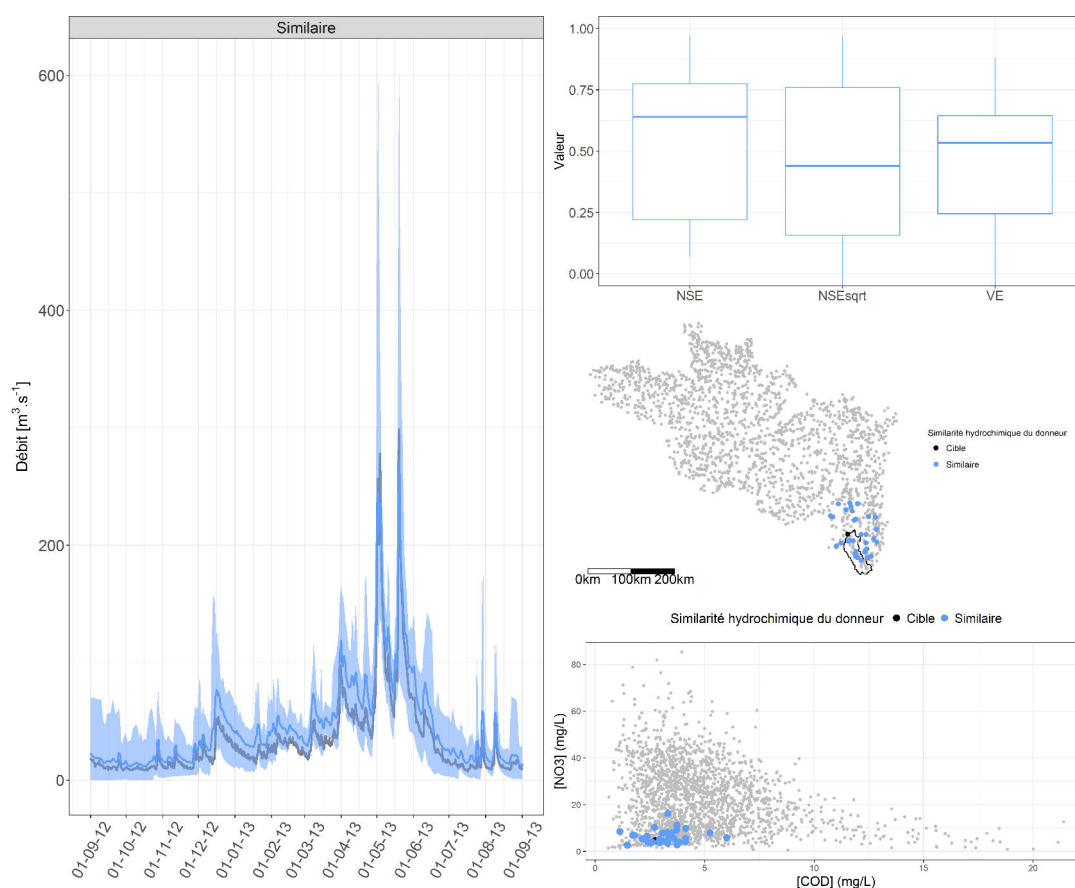


FIGURE 6.14 – Inversion-transposition sur l'Allier à Auzon (2951 km²) sur l'année hydrologique 2013 selon la similarité de la concentration moyenne.

6.6 Conclusion

Un cadre conceptuel a été développé afin de sélectionner les donneurs optimaux à l'aide de leur faciès COD-NO₃⁻ et des indices hydrochimiques. Cette stratégie de sélection couvre deux cas de figure, le premier au sein d'une approche par bassins emboîtés (principe d'intégration), le second sur la base d'une ressemblance du faciès hydrochimique qui s'opère quel que soit le bassin (principe d'affinité). Le but était de montrer que la similarité hydrologique pouvait être détectée à l'aide de la composition chimique. Le *principe d'intégration* fait appel à l'Aire Représentative RA afin de localiser la surface des sous-bassins ayant intégré de manière homogène l'ensemble des processus amonts. Cela se traduit par une stabilisation de la concentration moyenne. Cette RA est dépendante de la variabilité hydrochimique spatiale du bassin dans son ensemble. A l'aide de la RA, le diagramme [X]-surface est segmenté en trois zones de confiance. Chacune de ces zones étant associées à un degré plus ou moins élevé de similarité avec le bassin intégrateur. Le *principe d'affinité* est la carte d'identité hydrochimique du bassin versant. De même que comparer deux ADN similaires mène à la conclusion d'une parenté, la comparaison des *faciès hydrochimiques* de deux bassins versants permet d'en montrer la similarité.

Ces deux principes sont appliqués aux bassins emblématiques dans le but de fournir une simulation hydrologique. Les résultats montrent que quel que soit le bassin, un donneur "similaire" ou "fort" ayant été sélectionné à l'aide du principe d'intégration ou du principe d'affinité donne systématiquement de meilleurs résultats qu'un donneur qualifié "différent" ou "faible". Ceci est particulièrement observé pour le principe d'intégration. Au regard du principe d'affinité, certaines hétérogénéités sont visibles, et remettent en cause la méthode de partitionnement des classes "NO₃⁻ dominant", "COD dominant", "NO₃⁻-COD intermédiaire", "NO₃⁻-COD faible". Une méthode basée sur la distance euclidienne du faciès hydrochimique ou une classification plus fine améliorerait les résultats. Considérant l'objectif non-jaugé, ces résultats sont tout de même très bons (NSE>0,75 en moyenne sur l'année hydrologique) mais surtout relativement constants (peu d'incertitude) et justifient l'utilisation du faciès hydrochimique pour identifier des bassins au fonctionnement hydrologique similaire.

Estimation de dynamiques hydrochimiques en bassin non-jaugé par transposition d'hydrogrammes

7.1 Introduction

Nous pouvons désormais simuler un hydrogramme vers des bassins non-jaugés de manière fiable à partir de l'observation du faciès hydrochimique et des indices hydrochimiques. Cette information hydrologique, délicate à obtenir constitue la base d'un modèle pour l'estimation de la dynamique hydrochimique. Le but de ce chapitre va être de trouver une façon d'associer à cette simulation hydrologique, la concentration mesurée ponctuellement (figure 7.1). Pour répondre à l'objectif non-jaugé et donc à un manque de données, la méthode devra être facile à appliquer et ne demander que peu, sinon aucun paramétrage.

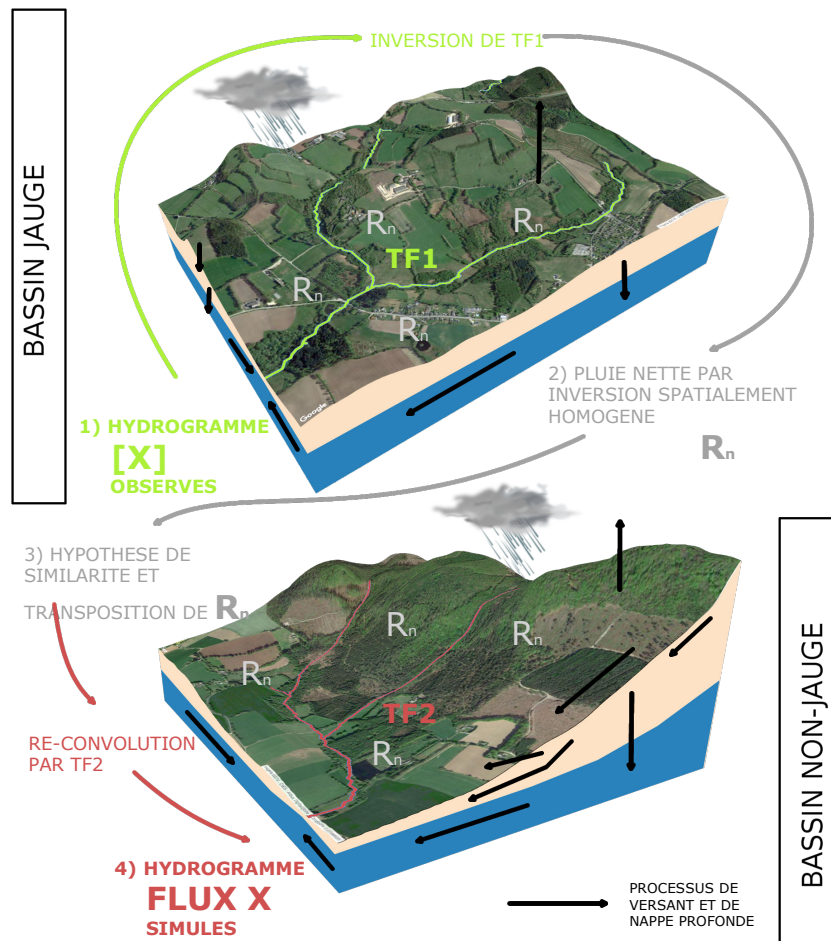


FIGURE 7.1 – Schéma d'inversion-transposition complété avec la concentration observée à l'exutoire pour le paramètre X.

7.2 Proposition d'un modèle de prédiction des dynamiques hydrochimiques

7.2.1 Les dynamiques hydrochimiques

L'hydrologie exerce un contrôle sur les dynamiques hydrochimiques. Ce contrôle peut être saisonnier, mais il existe également à l'échelle infra-journalière lors de l'alternance des cycles circadiens, ou à l'échelle de l'événement hydrologique. Ce contrôle est néanmoins très différent selon l'élément chimique, d'autant plus que les sources potentielles sont spatialement hétérogènes (Aubert et al., 2013). Il n'y a pas de relation universelle entre la dynamique hydrologique et la dynamique hydrochimique, celle-ci doit être adaptée indépendamment pour chaque paramètre (tableau 7.1) et pour un bassin versant donné. Cet effet est d'autant plus marqué que la géographie, le climat et les pratiques agricoles ont un rôle prépondérant sur les stocks, la mobilisation et le transfert. La connaissance du contrôle hydrologique sur l'export des matériaux dissous ou particuliers n'est pas récente. Johnson et al. (1969) remarquait déjà que la relation entre la concentration et le débit est de forme hyperbolique (bassin de Hubbard Brook dans le New Hampshire), tantôt croissante (aluminium, nitrate), tantôt décroissante (Sodium, Silice). Ces premières observations ouvrent la voie aux études par traceur tels que le modèle EMMA (End Member Mixing Analysis) (Christophersen et Hooper, 1992), ou les méthodes de séparation d'hydrogramme (Pinder et Jones, 1969).

Tableau 7.1 – Synthèse de quelques dynamiques hydrochimiques saisonnières et événementielles sur le site de Naizin (ORE AgrHys), à nappe superficielle. ZH = zone humide. Adapté de Aubert et al. (2013), Dupas et al. (2015a).

Soluté	N-NO ₃ ⁻	Cl	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	DOC
Source principale	Naturelle-excès par apport anthropique			Processus biogéochimiques	
Localisation de la source	Haut de versant > ZH		Versant-ZH	Bas de versant	ZH > Versant
Période de forte concentration	Hiver	Hiver	Été	Hiver	Hiver et crues
En crue	Dilution	Concentration sur première crue automnale puis dilution	Concentration	Concentration	Concentration
Stock	Quasi-illimité		Minéralisation des formes organiques dans les sols en été/automne	Minéralisation des formes organiques dans les sols en été/automne	Production entre crues

7.2.2 La relation concentration-débit

La concentration et le débit sont généralement reliés de manière empirique par la relation $[X](t) = aQ(t)^b$ (Godsey et al., 2009), où $Q(t)$ est le débit du bassin à l'instant t , $[X](t)$ la concentration pour le paramètre X à l'instant t , a et b des constantes. L'exposant b a une signification physique au sein de cette relation dans la mesure où il va révéler en quelle proportion la variation de la concentration est expliquée par la variation du débit. Dans la littérature nous pouvons distinguer deux cas de figure, lorsque b est proche de 0, ou lorsqu'il est significativement différent de 0. La constante a correspond à l'ordonnée à l'origine de la relation $\log(C) = a + b\log(Q)$. Nous pouvons la définir comme la valeur mesurée en débit de base. C'est une valeur de référence à partir de laquelle les valeurs en crue ou hautes eaux sont obtenues en fonction de la variation du débit. Par rapport à notre approche, cette constante a devrait être proche de la valeur "centrale" C_0 de concentration moyenne hivernale interannuelle.

Caractère chémostatique (CS)

Pour un paramètre X la relation CQ est dite chémostatique lorsque l'exposant b est nul ou proche de 0 ($-0,15 < b < 0,15$). Dans ce cas de figure, la concentration $[X]$ ne varie pas en fonction du débit et le flux de masse est directement proportionnel au débit $F = CQ$. Godsey et al. (2009) ont étudié les relations CQ du calcium, sodium, magnésium et silice dissoute sur 59 bassins états-uniens non impactés par l'homme et ont observé une large dominance de comportements chémostatiques. Ces bassins couvrent des surfaces allant de 60 à 5196 km² avec une médiane à 146 km², et sont localisés sous différents contextes climatiques et géologiques, ce qui présume cette chémostasie généralisable. La plupart des études considère par ailleurs comme chémostatiques les relations CQ des paramètres géogéniques (Anderson et al., 1997, Clow et Mast, 2010, Johnson et al., 1969). Ce trait pourrait correspondre à une circulation proportionnelle au régime hydrologique des zones contributives résultant en une compensation de la dilution. Selon Maher (2011) la chémostasie serait liée à une longueur caractéristique du bassin (et donc à un temps de résidence) supérieure à la longueur caractéristique de l'équilibre chimique (temps pour atteindre l'équilibre chimique). La dynamique de NO_3^- et PO_4^{3-} a été observée comme étant chémostatique dans certains bassins agricoles d'ordre 1 à 4, ceci étant expliqué par la mobilisation de larges stocks hérités de l'usage intensif de fertilisants par le passé (Basu et al., 2011, Bierozza et al., 2018). Nous proposons le diminutif CS(+) pour des bassins versants dont l'exposant b est compris entre 0 et 0,15, et CS(-) pour b compris entre -0,15 et 0.

Caractère chémodynamique (CD)

Par opposition au caractère chémostatique, le comportement chémodynamique est défini lorsque l'exposant b est significativement différent de 0 (typiquement $>0,15$ ou $<-0,15$) : la variation de $[X]$ est significativement liée à la variation du débit. Lorsque b est négatif il y a dilution (Moon et al., 2014, Moquet et al., 2016). A l'inverse un exposant b positif signifie un effet de concentration : de nouvelles sources de X sont mobilisées. L'hypothèse derrière le caractère chémodynamique d'un bassin versant est que certaines de ses caractéristiques structurelles

pourraient expliquer cette réponse fonctionnelle, celle-ci pouvant être variable d'un bassin à l'autre (exemple du COD (Herndon et al., 2015)). Ces différents comportements étant alors expliqués par la disponibilité spatialement hétérogène en nutriments (cas des hot spots). Nous proposons le diminutif CD(+) pour des bassins versants dont l'exposant b est supérieur ou égal à 0,15, et CD(-) pour b inférieur ou égal à -0,15. Plusieurs hypothèses conceptuelles ont par

ailleurs été proposées pour expliquer le comportement chémodynamique et chémostatique (Li et al., 2018). Par exemple, Na^+ ou Mg^{2+} seraient chémostatiques car relâchés rapidement (Herndon et al., 2015), ou spatialement homogènes, ou seulement issus de l'altération des roches. À l'inverse, Ca et K seraient plutôt chémodynamiques à cause de leur distribution spatiale hétérogène, ou influencés par les pratiques agricoles. Un contrôle par la végétation semble également mis en cause (Herndon et al., 2015).

7.2.3 Intérêt de la transposition d'hydrogramme pour la modélisation de dynamiques hydrochimiques en bassin non-jaugé

Nous nous intéressons à des échelles bien plus larges que les bassins où sont établies ces observations (voir section 4.2.5). Il y a un contrôle évident de l'hétérogénéité spatiale des sources sur la forme de la relation CQ dans les petits bassins. Dans notre cas, le contrôle principal n'est plus l'hétérogénéité au sein du paysage (Viaud et al., 2004), mais la composition géographique elle-même (ensemble des caractéristiques géographiques menant à un certain faciès) (Bouchez et al., 2017). La transposition d'hydrogramme, lorsque conditionnée par les règles de similarité précédemment établies, et par ses limites de fonctionnement (distance géographique, REA) est une méthode efficace de simulation du débit en bassin non-jaugé (de Lavenne et al., 2015, 2016). La donnée de qualité de l'eau a alors deux avantages pour une telle approche ; outre la classification des bassins selon leur faciès ou les indices hydrochimiques, la donnée de qualité est alors une nouvelle fois valorisable pour déterminer la dynamique hydrochimique du bassin. Le débit et la concentration établis en bassin jaugé pourraient être exportés vers un bassin non-jaugé archétype de la même classe hydrochimique de part leur caractère homogène. En effet, soutenu par Bouchez et al. (2017), il est primordial pour un tel transfert de valider l'homogénéité géographique de l'aire drainée amont sous peine de modifier la forme de la relation entre concentration et débit.

Il y a deux intérêts à utiliser ce type de relation pour une prédiction en bassin non-jaugé. Premièrement, la construction d'une courbe CQ et sa transposition ne demandent pas de connaissances avancées sur le fonctionnement du bassin. Seule l'étude de similarité entre le bassin jaugé et le bassin non-jaugé est nécessaire. Si une relation chémodynamique est avérée (variation du débit significativement expliquée par la variation de la concentration) ces relations sont dès lors utilisables comme courbes de tarage pour estimer un débit à partir d'une mesure de concentration, et inversement. C'est un avantage opérationnel certain pour obtenir une estimation des débits sans installation d'une station de jaugeage coûteuse (Tauro et al., 2018, Vaughan et al., 2017). Deuxièmement, si cette courbe CQ est accompagnée d'une simulation hydrologique, il devient alors envisageable de fournir le flux exporté à l'exutoire d'un bassin

non-jaugé selon l'équation 7.3, au pas de temps de la simulation hydrologique.

$$F = CQ \quad (7.1)$$

$$C = aQ^b \quad (7.2)$$

$$F = aQ^b \cdot Q = aQ^{b+1} \quad (7.3)$$

L'incertitude de simulation est dépendante de l'erreur de simulation hydrologique, et de la force de la relation CQ. Nous définissons cette *force* comme étant la significativité de la corrélation de Pearson entre concentrations et débits.

7.3 Estimation des flux en bassin non-jaugé

7.3.1 Observer et comprendre le système

Les bassins emblématiques

Notre sélection de bassins emblématiques semble particulièrement adaptée pour une introduction aux relations CQ car l'échantillonnage est bien réparti au sein du domaine d'étude et illustratif de la diversité géographique et climatique. Nous proposons donc dans un premier temps d'analyser la forme de leur relation CQ. Les fonctions CQ sont construites à partir du maximum de données hydrométriques (disponibles en continu) et qualité (disponibles ponctuellement) entre 2000 et 2016. Les chroniques de débit sont disponibles au pas de temps 15 minutes. Les relevés de qualité sont des valeurs instantanées mesurées le jour J à une heure inconnue. Nous faisons l'hypothèse que ces relevés sont effectués aux horaires de travail entre 8h du matin et 16h le soir. L'heure fixée est donc midi de la journée J. Pour limiter cette inconnue, les débits instantanés sont moyennés à l'instant t à partir des débits des 4 heures précédentes (t-4h) et des 4 heures suivantes (t+4h). Nous disposons de ce fait des débits conservant la dynamique infra-journalière, au pas de temps 15 minutes pour l'estimation des relations CQ. Pour la simulation de flux, les débits au pas de temps 15 minutes sont néanmoins utilisés sans modifications. Pour chacun des six bassins emblématiques, cette fonction CQ est estimée pour NO_3^- , COD, PO_4^{3-} , Cl⁻, K⁺, Na⁺, Ca²⁺, HCO_3^- , Si. Les résultats de cette étape sont condensés sous la forme d'une heatmap (figure 7.2). Nous pouvons distinguer différents types de relations CQ selon le paramètre. Par exemple NO_3^- et COD montrent très souvent un comportement de concentration prononcé avec l'augmentation du débit, alors que HCO_3^- , Cl⁻ et Na⁺ ont tendance à être dilués lorsque le débit augmente. En utilisant les bornes $-0,15 < b < 0,15$, nous ne trouvons pas de paramètres qui soient strictement chémostatiques, contrairement aux résultats d'autres études (Godsey et al., 2009, Herndon et al., 2015, Johnson et al., 1969, Li et al., 2018). Parmi les paramètres qui apparaissent comme étant chémostatiques (CS) nous pouvons tout de même citer Si et Mg, tantôt CS (+) tantôt (-). De manière générale les paramètres géogéniques

sont CS (-) ou CD (-) et tendent donc être dilués lors des hautes eaux. Bien que certaines ressemblances puissent apparaître (Bl/Th/Al), chaque bassin versant est identifié par différentes relations CQ. Par exemple la Mayenne et le Beuvron ont tendance au chémodynamisme. Tandis que la Mayenne montre plutôt de la dilution (HCO_3^- , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-}), le Beuvron peut montrer de la dilution (PO_4^{3-}) ou de la concentration (NO_3^- , COD). La Gartempe est le seul bassin dont la proportion de zone calcaire soit significative. Cela pourrait expliquer son comportement de dilution de Ca^{2+} et HCO_3^- . L'agencement selon la localisation géographique ne permet pas de faire ressortir de schéma particulier.

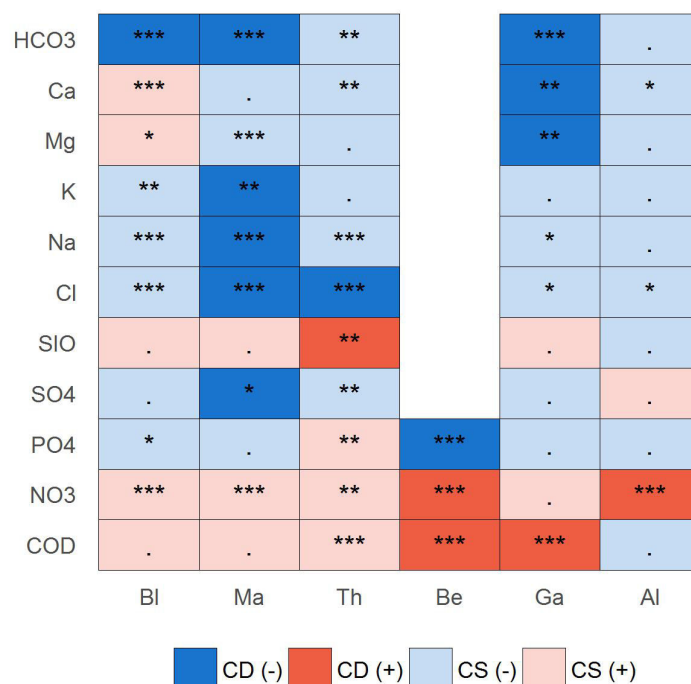


FIGURE 7.2 – Expression qualitative des exposants b exprimant un comportement chémostatique (CS) ou chémodynamique (CD) pour les différents paramètres et bassins emblématiques. Les signes + ou - opposent les caractères de concentration ou dilution. Une pseudo-organisation de la heatmap est effectuée géographiquement pour l'axe des abscisses (nord-ouest vers sud-est) et selon le paramètre en ordonnée. La p-value de la relation entre concentration et débit, calculée par le coefficient de Pearson est représentée par la symbolique *** < 0,001, 0,001 < ** < 0,01, 0,01 < * < 0,05, . > 0,05

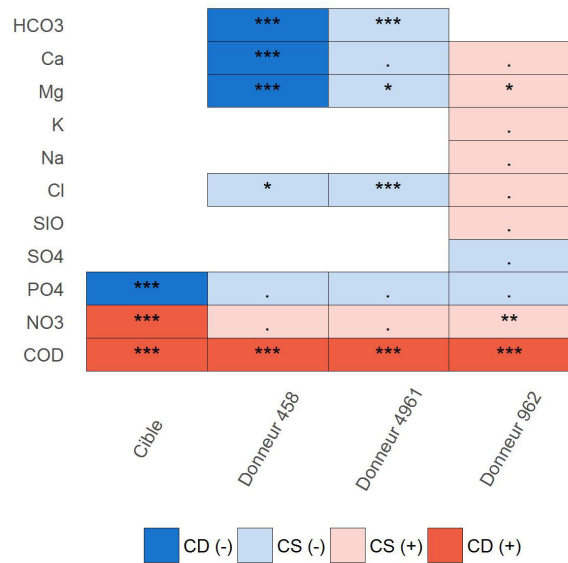
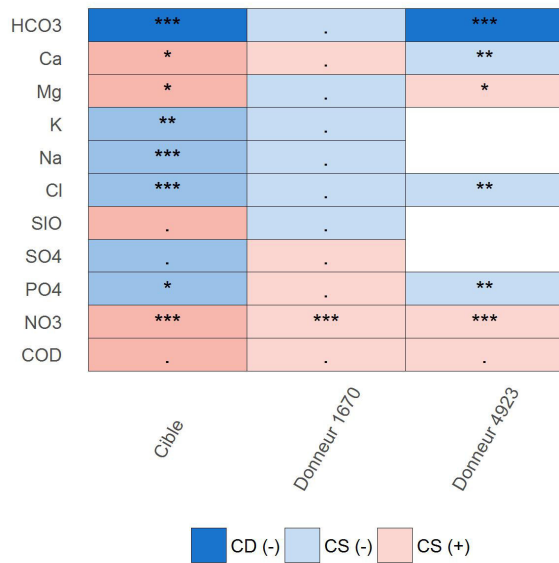
Transposabilité d'une relation CQ

Un archétype hydrochimique est supposé drainer une zone de géographie similaire. Nous pouvons supposer qu'il serait représenté par une relation CQ propre au paramètre X strictement linéaire, qu'elle soit CS ou CD, avec une corrélation significative (** ou ***), et a minima pour les paramètres géogéniques conservatifs. A l'inverse, les hybrides pourraient certes présenter un comportement dominant (relation linéaire) mais une faible corrélation (. ou *) issue du bruit de l'hétérogénéité des sous-bassins. Au vu des analyses précédentes, Bl est considéré hybride.

La figure 7.2 montre ainsi que les bassins emblématiques (Bl, Ma, Th, Be) ont pour la plupart des paramètres une relation CQ significative, qu'elle soit CS ou CD. C'est moins le cas pour l'Allier (aucune corrélation significative sauf NO_3^-) et la Gartempe (corrélation significative pour HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , COD). Torres et al. (2015) soulèvent cependant que les relations CQ dans les zones montagneuses ont tendance à être CS, contrairement aux plaines. La Gartempe et l'Allier sont bien deux bassins de montagne, en zone granitique, dont l'écoulement est singulier. Les relations CQ semblent bien propre à chaque bassins, mais il persiste toujours la question de la transposabilité de ces fonctions entres bassins considérés comme étant similaires. La figure 7.3 apporte un élément de réponse. Cette figure est construite de la même manière que la figure 7.2, et permet d'avoir un aperçu de la cohérence entre la relation CQ établie sur le bassin cible et les relations CQ des donneurs considérés comme étant similaires selon l'un ou l'autre des deux principes de similarité, au regard de l'exposant b (couleur rouge ou bleu). Ce qui faisait la particularité des relations CQ observées sur chacun des bassins emblématiques (figure 7.2) est globalement retrouvé sur les donneurs similaires. Ceci est particulièrement flagrant sur la Mayenne, avec l'ensemble des paramètres géogéniques présentant une similitude des exposants b . Quelques hétérogénéités apparaissent néanmoins selon le paramètre et le bassin. Par exemple, l'Allier a une relation CS(-) pour Si alors que les meilleurs donneurs sont CS(+) ou CD(+).

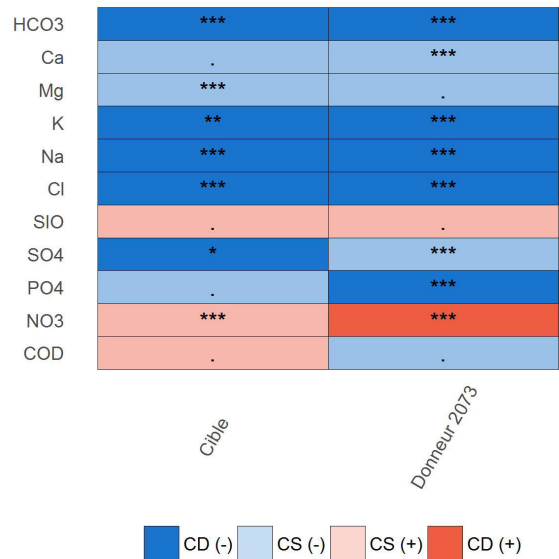
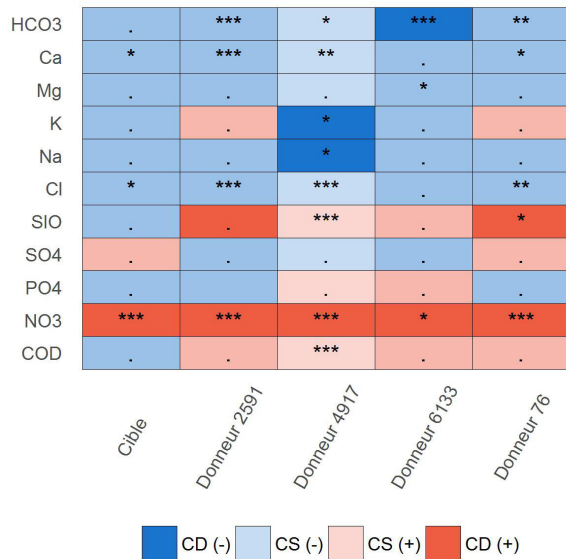
Forme de la relation concentration-débit

Il existe de nombreuses variantes de forme de la fonction de concentration-débit. Nous parlons de caractère CS ou CD relativement à la pente de cette fonction, or ceci fait l'hypothèse que la relation est strictement linéaire décroissante, croissante ou constante. Bien que ces 3 cas soient très fréquents dans la nature, des combinaisons issues de ces 3 cas existent également. Par exemple Meybeck et Moatar (2012) en identifient 9 possibles. Moatar et al. (2017) attribuent le caractère non-linéaire des relations CQ à la saisonnalité de l'activité biogéochimique *in-stream* en période de basses eaux, et à l'interaction entre hydrologie et caractéristiques de bassin en période de hautes eaux. Nous observons des relations CQ non-linéaires sur des bassins de méso-échelle pour des nutriments et des paramètres géogéniques (*a priori* conservatifs). Nous pouvons alors faire l'hypothèse que l'interaction entre la saisonnalité hydrologique et la topologie du réseau est impliquée dans cette non-linéarité. Considérons 2 bassins fictifs, l'un sur socle, l'autre sur sédiments. Le premier sur socle sera plus réactif aux pluies mais ne pourra généralement pas assurer un débit de base en période estivale par absence de nappe. Au contraire, le second sera moins réactif aux pluies mais la nappe pourra contribuer significativement à l'écoulement en périodes de basses eaux. Ainsi à la confluence des ces deux bassins fictifs, il y aura une dominance du premier en période hivernale, puis du second en période estivale. La figure 7.4 montre l'évolution de la relation CQ de la Loire entre la station de Chaumont (sur socle, amont de Tour, 40 560 km²) et station de Langeais (aval de Tour, 56 506 km²), à la confluence avec notamment les eaux du Cher (calcaire, 13 920 km²). Nous reproduisons ici l'approche de Meybeck et Moatar (2012), Moatar et al. (2017), qui segmentent les courbes CQ selon le débit médian, afin d'en faire ressortir le caractère saisonnier. La Loire qui, avant



(a) Le Blavet : donneurs similaires sélectionnés par principe d'intégration hydrochimique

(b) Le Beuvron : donneurs similaires sélectionnés par principe d'affinité hydrochimique



(c) L'Allier : donneurs similaires sélectionnés par principe d'intégration hydrochimique

(d) La Mayenne : donneurs similaires sélectionnés par principe d'intégration hydrochimique

FIGURE 7.3 – Comparaison des courbes CQ obtenues pour le bassin cible et les donneurs sélectionnés par principe d'intégration ou d'affinité hydrochimique. Exemple du Blavet (a), du Beuvron (b), de l'Allier (c), de la Mayenne (d). Lorsque les données sont insuffisantes, la case est blanche.

confluence présente des relations plutôt strictement linéaires (bleu), est subitement modifiée (rouge) par l'apport du Cher (gris). Ainsi, la pente est modifiée en basses eaux pour HCO_3^- et Ca^{2+} , mais pas ou peu en hautes eaux (figure 7.4c&d). A l'inverse, en période de basses eaux, la pente ne change pas pour Mg^{2+} , alors qu'elle est modifiée en hautes eaux. L'analyse sur le chlore ne permet pas, dans ce cas précis, de faire ressortir une telle évolution. Les relations $[\text{Cl}^-]-\text{Q}$ sont pour cet exemple strictement décroissantes et identiques entre Loire et Cher, ce qui

s'explique par l'origine principalement atmosphérique (et donc homogène) du chlorure dans ces régions naturelles. Cette étude montre bien l'apport de l'analyse simultanée du débit et de la concentration en comparaison d'une analyse de ces deux variables de manière indépendante. En effet, une analyse sur le débit seul ne permettrait pas d'observer ce changement de dynamique. Par ailleurs cette observation confirme le rôle de l'effet topologique évoqué en partie 2, sur la stabilisation/déstabilisation de la concentration moyenne de l'amont vers l'aval. Cet effet topologique semble prendre de l'importance lorsque l'on s'intéresse à la dynamique temporelle (en partie 2, l'étude sur les concentrations hivernales revêtaient surtout du caractère structurel, statique). Nous avons pu vérifier que la transposition d'une relation CQ entre voisins similaires

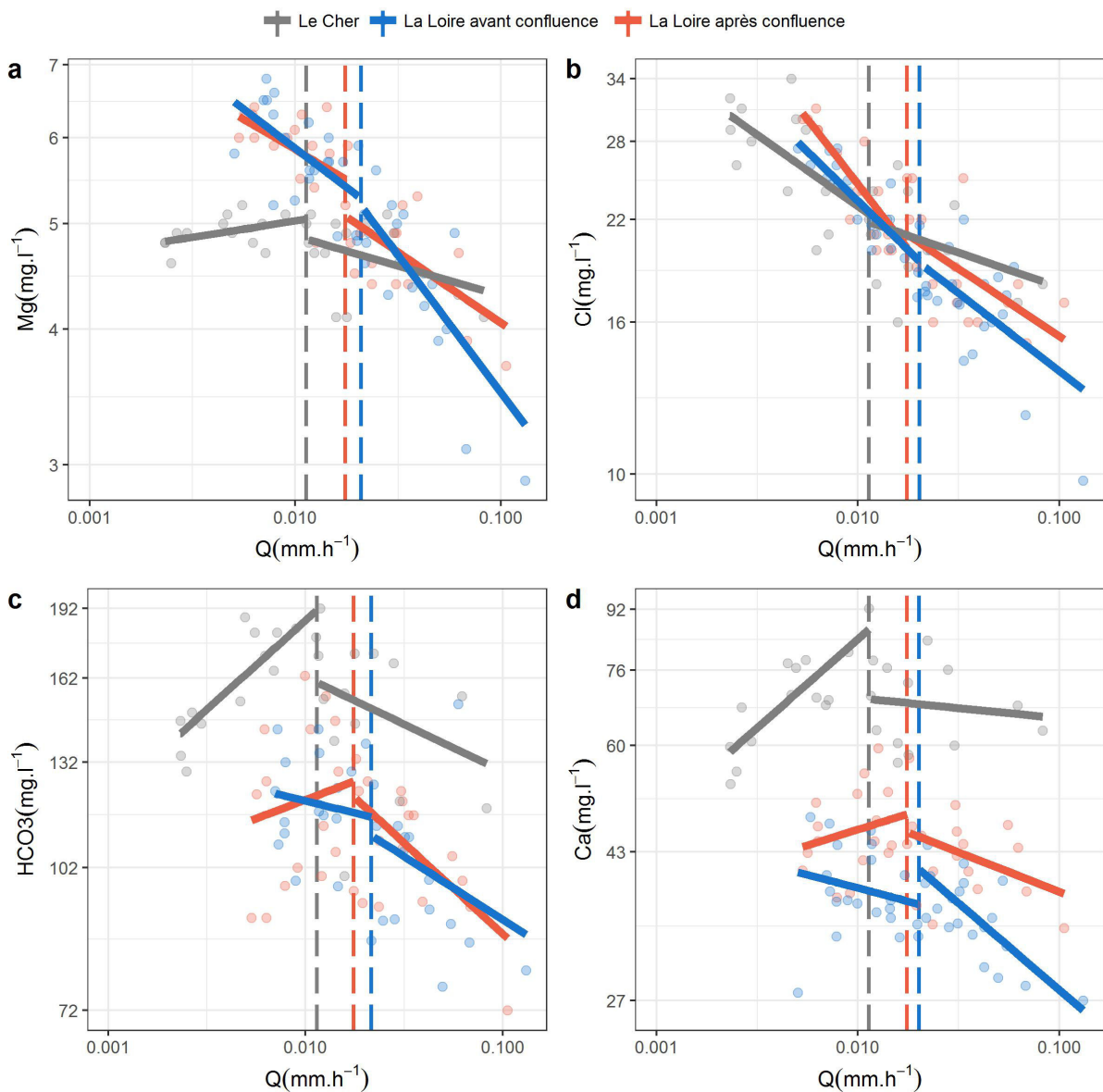


FIGURE 7.4 – Évolution de la relation [X]-Q pour a) Mg^{2+} , b) Cl^- , c) HCO_3^- , d) Ca^{2+} , entre la Loire à Chaumont et la Loire à Langeais, après confluence avec le Cher. Les droites verticales correspondent au débit médian séparant les basses et hautes-eaux selon la méthode employée par Meybeck et Moatar (2012).

d'un point de vue hydrochimique a du sens. De plus cette relation CQ peut se caractériser par une forme non-monotonique signifiant alors une hybridation ainsi qu'un effet topologique prononcé. Couplée à une modélisation hydrologique, la simulation des flux en bassin versant non-jaugé devient envisageable.

7.3.2 Application de la méthode

Nous avons maintenant à disposition deux méthodes d'estimation de la dynamique hydrologique et hydrochimique par transposition, toutes deux basées uniquement sur l'observation. Le cadre de modélisation de la dynamique hydrochimique pour le paramètre X en bassin non-jaugé est le suivant :

1. Sélection des meilleurs donneurs par analyse de similarité (principe d'intégration ou d'affinité hydrochimique) à partir d'une analyse sur le faciès hydrochimique.
2. Établissement de la relation $[X] = aQ_{obs}^b$ sur chacun des donneurs.
3. Simulation hydrologique Q_{sim} au pas de temps 15 minutes par transposition d'hydrogramme depuis les donneurs.
4. Simulation du flux $F_{sim} = aQ_{sim}^b \cdot Q = aQ_{sim}^k$ avec $k = b+1$, au pas de temps 15 minutes depuis un donneur par croisement au moyen de la simulation hydrologique.
5. Si plusieurs donneurs, calcul d'un flux d'ensemble à partir des n donneurs à poids égaux (équation 7.4)

$$F_{ensemble} = \frac{\sum F_{sim,i}}{n} \quad (7.4)$$

6. Si plusieurs donneurs, les bornes inférieures et supérieures d'incertitude sont données à chaque pas de temps respectivement par la valeur la plus faible et la valeur la plus élevée tous donneurs confondus.

Cette stratégie est schématisée au sein de la figure 7.5. Nous simulons un flux vers un bassin cible dont l'hydrogramme et les concentrations mesurées ponctuellement sont disponibles, autorisant ainsi la validation du modèle. L'estimation d'un flux à l'exutoire d'un bassin versant a plusieurs intérêts selon le paramètre étudié. Pour les nutriments, il permet d'obtenir une approximation de l'export de la matière nutritive disponible pour la biomasse. C'est un indicateur indispensable du potentiel d'efflorescence algale. Le flux d'un élément géogénique informe quant à lui sur le taux d'érosion du bassin versant. Il y a deux points sur lesquels évaluer la simulation. Le premier est la saisonnalité et s'évalue visuellement, le second est le comportement en crue. La saisonnalité est aisément capturée par l'échantillonnage basse-fréquence dont nous disposons. La dynamique infra-saisonnaire est par contre plus délicate à évaluer car elle nécessite la haute fréquence ou des relevés occurant lors d'une crue. Nous faisons par ailleurs l'hypothèse qu'une relation CQ dont la significativité est faible sur le bassin cible est potentiellement moins fiable. La significativité de cette relation accompagne donc les graphiques.

A première vue, la saisonnalité est bien respectée pour NO_3^- (figure 7.6), COD (figure 7.7), et PO_4^{3-} (figure 7.8). Ceci est cohérent avec la formulation du flux comme une fonction proportionnelle du débit, à savoir que le flux augmente en hautes eaux et diminue aux étiages. Le coefficient de détermination multiplié par la pente de la régression (BR^2) (Krause et al., 2005) est utilisé pour estimer la réussite de la simulation. Quel que soit le paramètre, les prédictions sur les dates de relevé sont bonnes (BR^2 proche de 1). Ceci est en particulier vrai pour Be, Ga, Ma et Th. Les scores les plus mauvais sont obtenus sur Bl pour COD et PO_4^{3-} ($\text{BR}^2=0,32$ et 0,4), et sur Al pour COD et PO_4^{3-} ($\text{BR}^2=0,37$ et 0,3), mais restent encore acceptables pour une

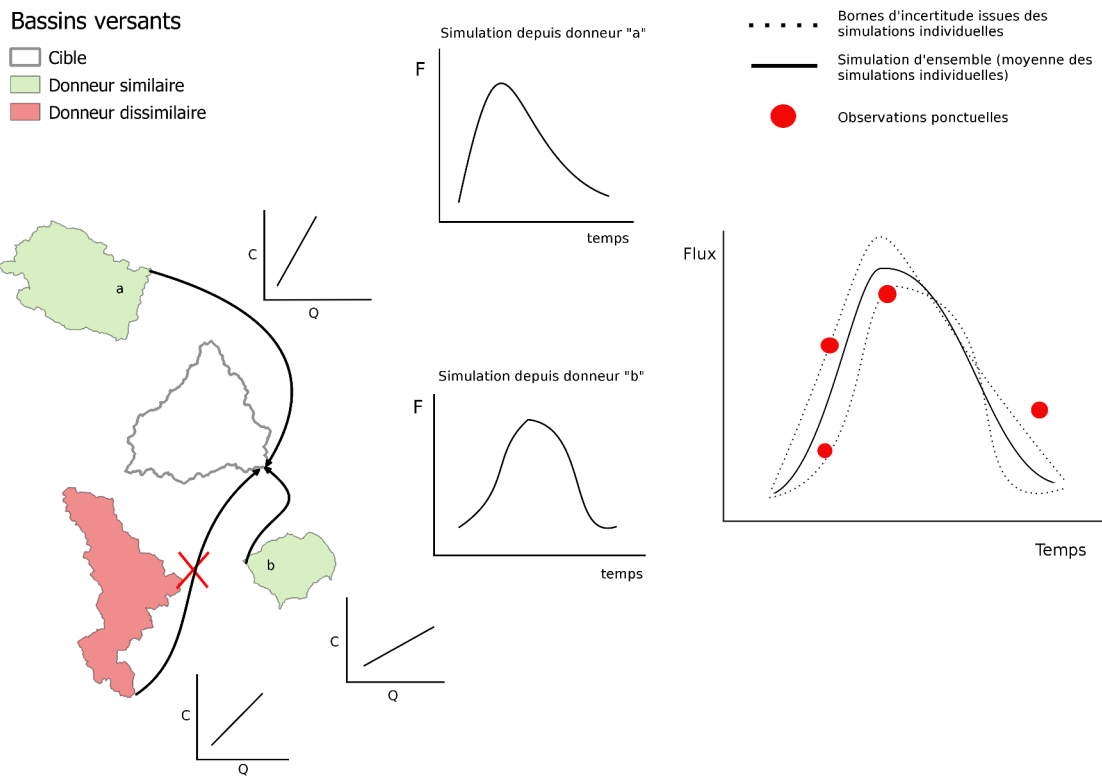
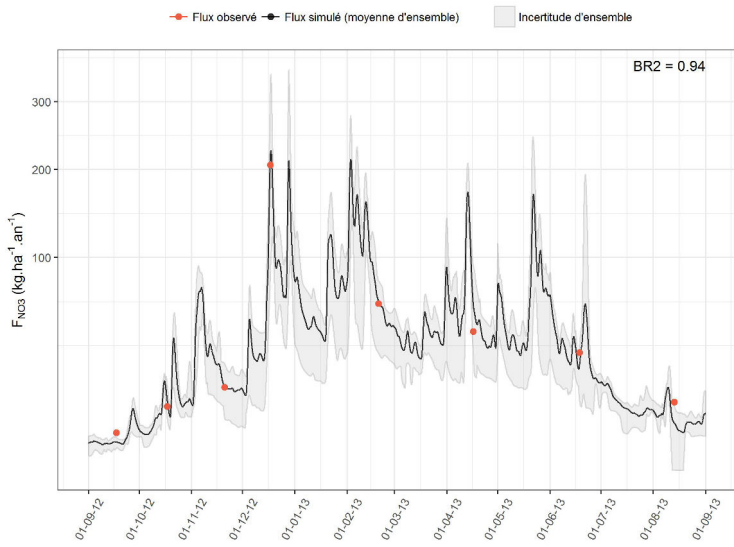
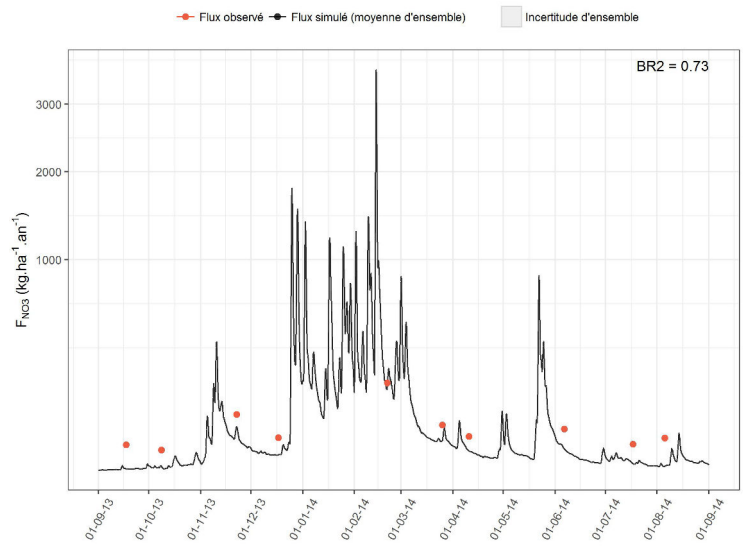


FIGURE 7.5 – Principe d'estimation des flux en bassin non-jaugé par analyse de similarité hydrochimique, transposition d'hydrogramme et de relation CQ.

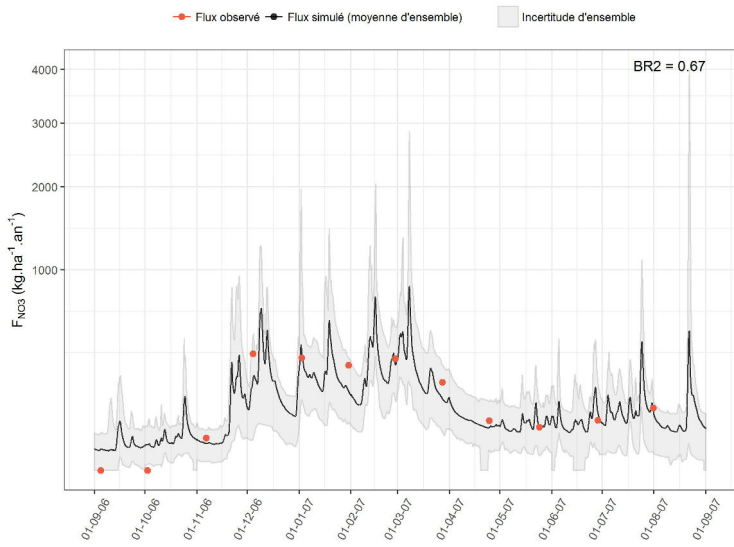
prédiction en bassin non-jaugé. Les sources d'erreurs pouvant alors provenir directement de la mesure, de la simulation hydrologique, ou de la relation CQ transposée. Une explication possible à la réussite de ces simulations de flux depuis des donneurs hydrochimiques sélectionnés par l'un des principes de similarité pourrait être la cohérence du choix de la fonction puissance pour relier le flux au débit. En effet, celle-ci est de la forme $F = aQ^k$, avec $k=b+1$, l'exposant k expliquant en quelle proportion le débit fait varier le flux. La constante a a tout autant d'importance dans notre approche car elle correspond à la valeur centrale de C_0 autour de laquelle la concentration C varie au cours du temps. Or nous avons dans notre approche estimé que la cible et le donneur étaient similaires lorsque leur concentration moyenne hivernale est sensiblement identique. Cette valeur clé devrait en théorie être très proche de la constante a . Les significativités de la relation CQ (p-value : ., *, **, ***) semble par ailleurs relié à la réussite ou non des résultats, sauf pour Ga pour le NO_3^- . La réussite de la simulation de flux est avant tout conditionnée par la qualité de la simulation hydrologique. C'est par exemple le cas pour Al, où les débits sont surestimés ce qui se répercute sur la simulation des flux (voir section 6.5.6).



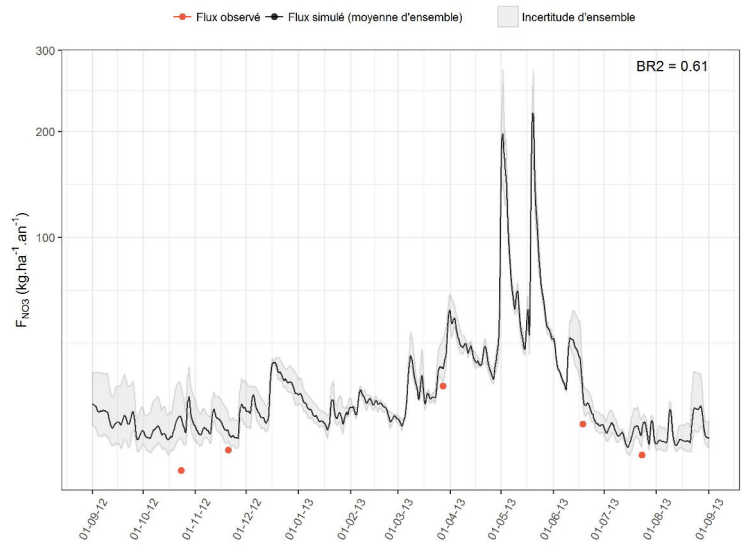
(a) La Gartempe à la Roche-Posay : CS (.).



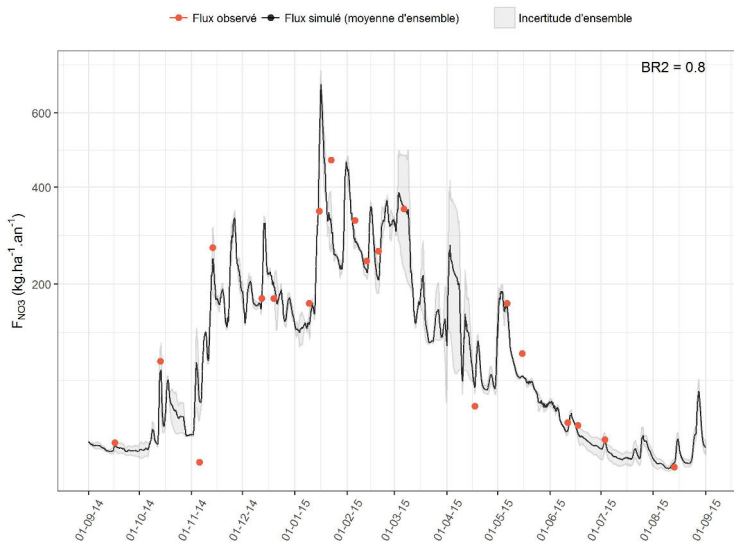
(b) Le Thouet à Misse : CS (**).



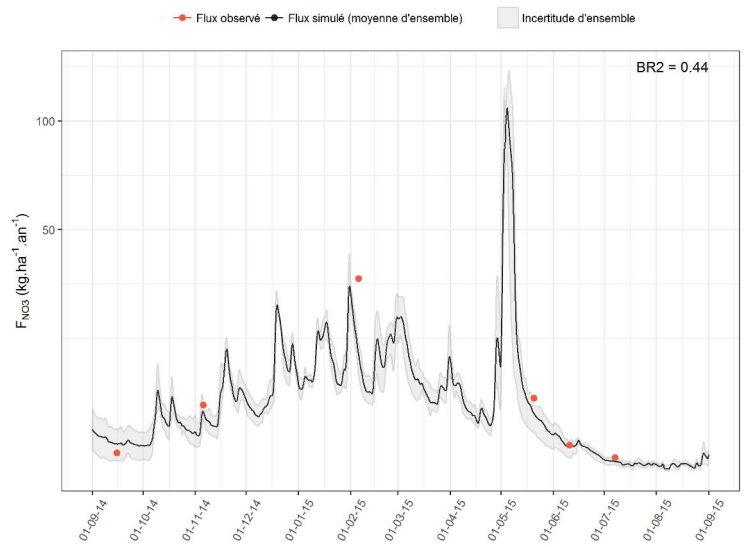
(c) La Mayenne à l'Huisserie : CS (***)



(d) L'Allier à Auzon : CD (***)

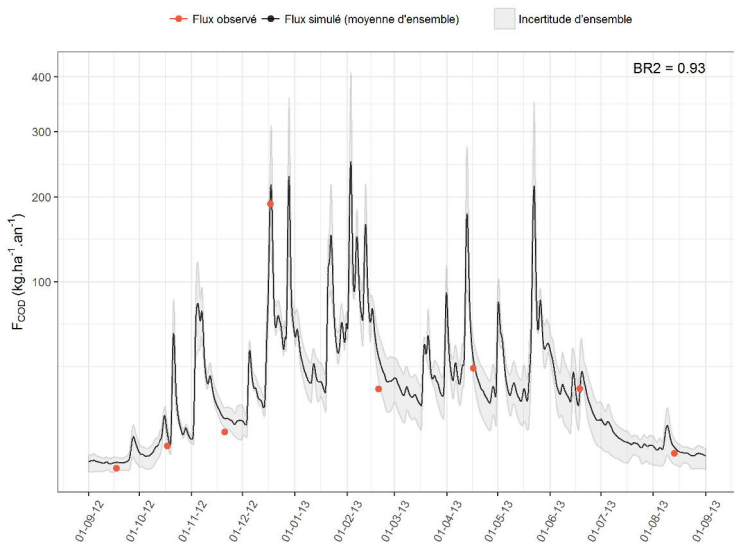


(e) Le Blavet à Languidic : CS (***)

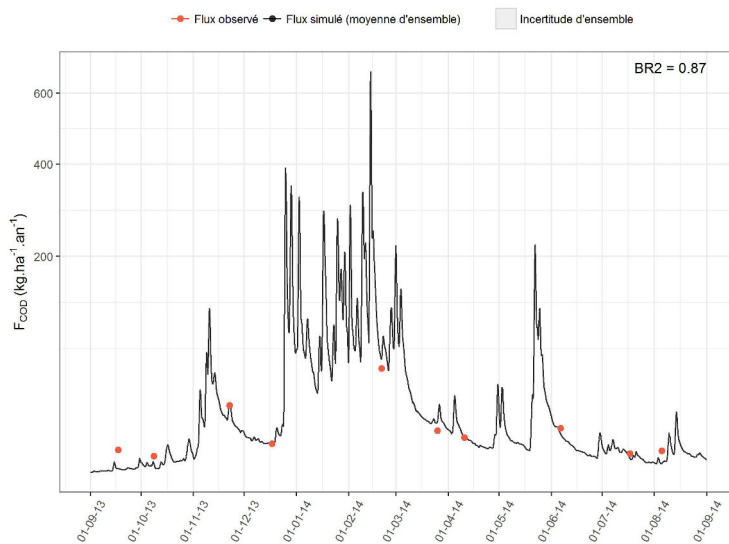


(f) Le Beuvron à Montrieux-en-Sologne : CD (***)

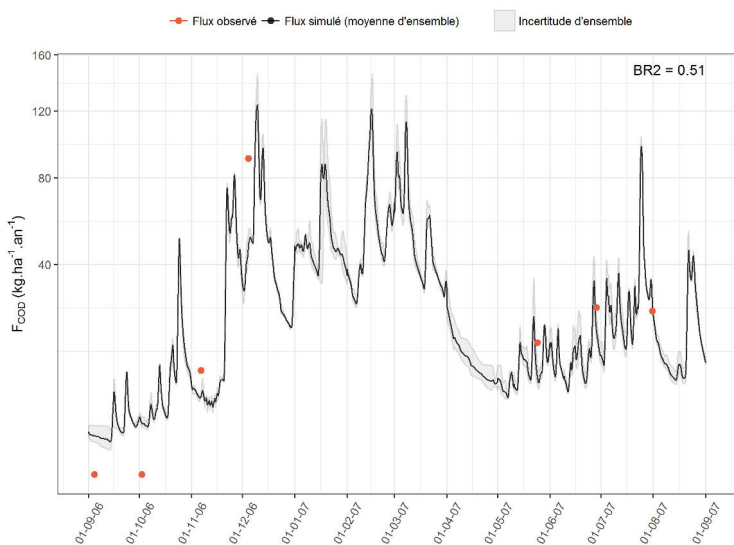
FIGURE 7.6 – Estimation des flux de NO_3^- par transposition d'hydrogramme et de relation $[\text{NO}_3^-]$ -Q depuis les donneurs similaires (principe d'intégration). Pour chaque bassin est rappelé le type de relation CQ (chémodynamique CD ou chémostatique CS, et la significativité de la relation).



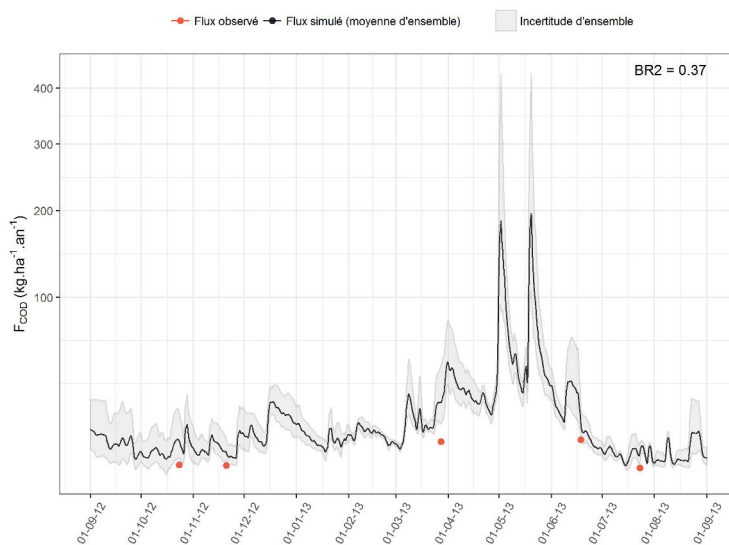
(a) La Gartempe à la Roche-Posay : CD (***)



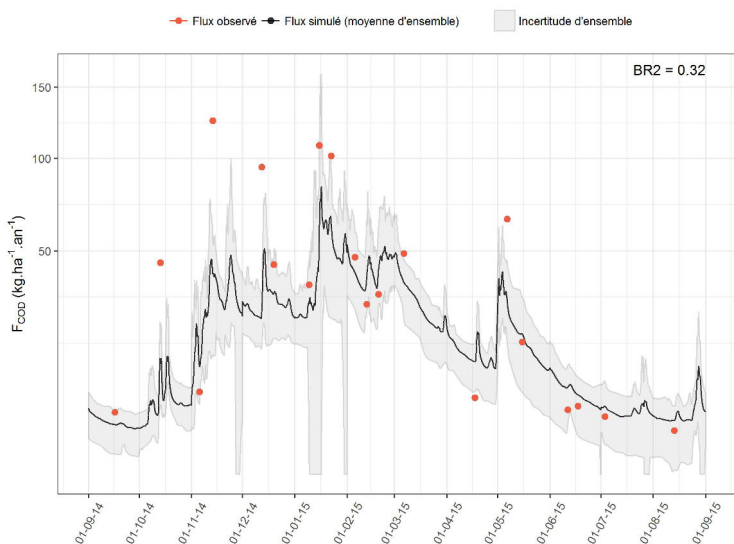
(b) Le Thouet à Misse : CS (***)



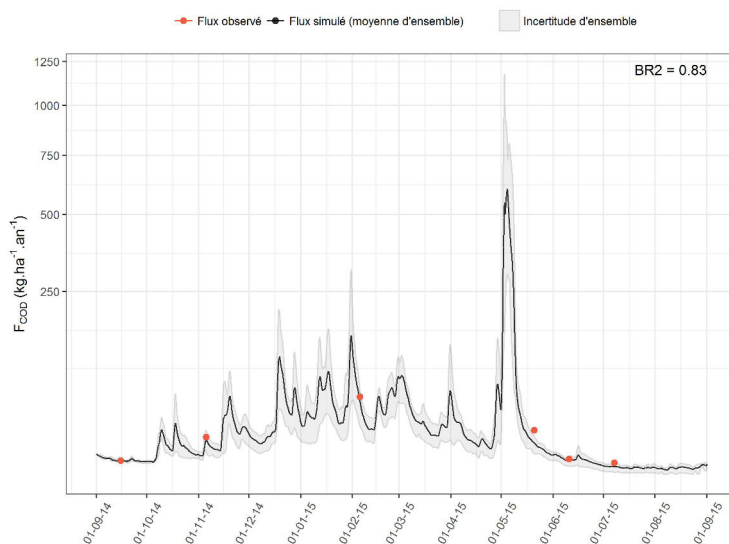
(c) La Mayenne à l'Huisserie : CS (.)



(d) L'Allier à Auzon : CS (.)

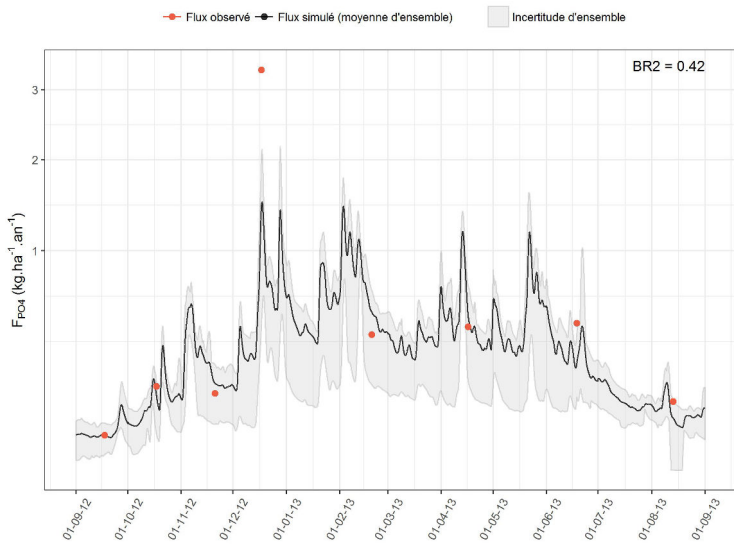


(e) Le Blavet à Languidic : CS (.)

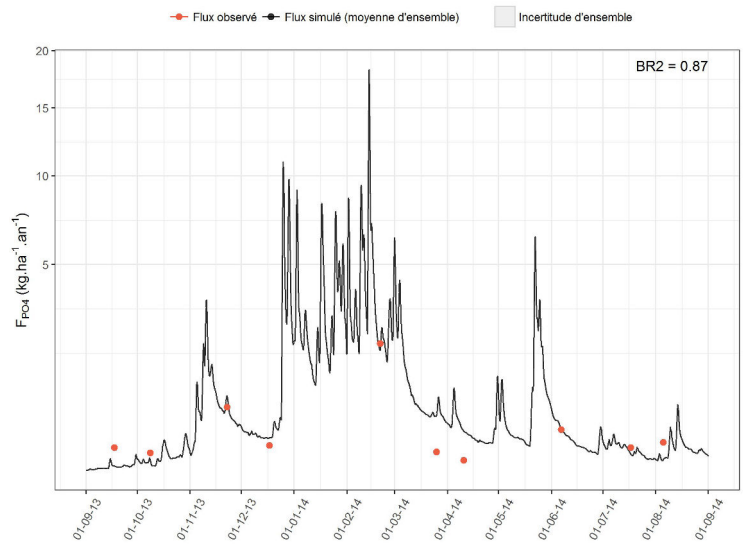


(f) Le Beuvron à Montrieux-en-Sologne : CD (***)

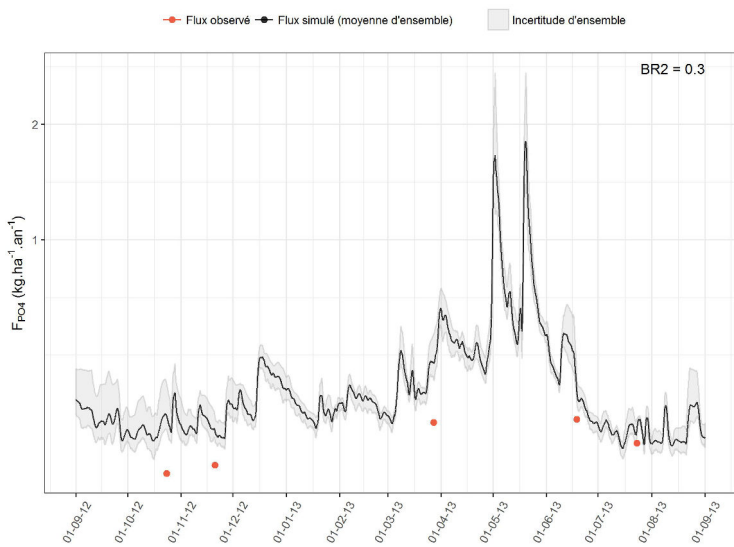
FIGURE 7.7 – Estimation des flux de carbone organique dissous par transposition d'hydrogramme et de relation [COD]-Q depuis les donneurs forts (principe d'intégration). Pour chaque bassin est rappelé le type de relation CQ (chémodynamique CD ou chémostatique CS, et la significativité de la relation).



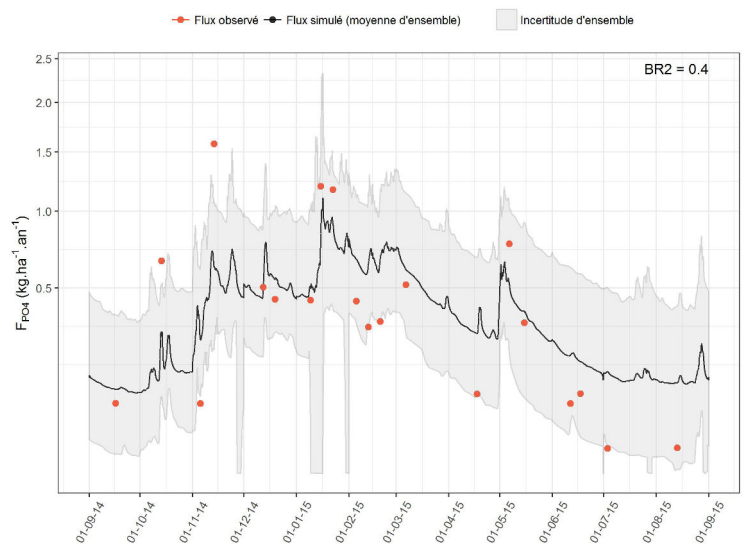
(a) La Gartempe à la Roche-Posay : CD (***)



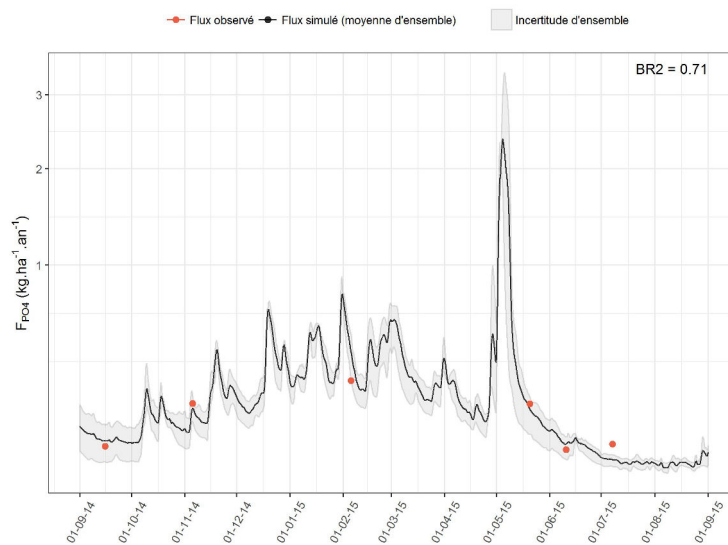
(b) Le Thouet à Misse : CS (***)



(c) L'Allier à Auzon : CS (.)



(d) Le Blavet à Languidic : CS (.)



(e) Le Beuvron à Montrieux-en-Sologne : CD (***)

FIGURE 7.8 – Estimation des flux de phosphore soluble réactif (PO_4^{3-}) dissous par transposition d'hydrogramme et de relation $[\text{PO}_4^{3-}]$ -Q depuis les donneurs forts (principe d'intégration). Pour chaque bassin est rappelé le type de relation CQ (chémodynamique CD ou chémostatique CS, et la significativité de la relation).

7.3.3 Apport de la haute-fréquence : l'observatoire de Kervidy-Naizin

Parmi les SOERE (Systèmes d'Observation et d'Experimentation pour la Recherche en Environnement), l'ORE AgrHys (Fovet et al., 2018, Gascuel-Oudoux et al., 2018, SAS, 2018) est l'un des 25 dispositifs nationaux dédiés à l'exploration des processus hydrologiques. Au sein de cet ORE, nous nous intéressons particulièrement au bassin de Kervidy-Naizin (5 km²), déjà exploité au cours de la partie 1, affluent de l'Evel puis du Blavet. Ce bassin est instrumenté pour le suivi haute fréquence (1 par jour depuis 1999, et toutes les 10 à 30 minutes en crue) des concentrations en anions et cations majeurs, COD, COI (inorganique), PO₄³⁻ et P_{tot}. Bien que sa taille de l'ordre de la REA puisse être limitante pour l'approche à base géomorphologique, le bassin de Naizin peut être utilisé afin de vérifier la cohérence de notre stratégie de simulation de flux vers des bassins de tête et à pas de temps fin. Ainsi et sous réserve d'une simulation hydrologique efficace, nous pouvons valoriser la mesure haute fréquence pour contourner le seul problème rencontré : le manque de données de validation. Pour cette expérimentation, nous réutiliserons certains des bassins de la partie 1 comme donneurs : l'Evel a Guénin (Ev) (314 km²), le Moulin de Tallené à Quistinic (Mo) (45 km²) et la Sarre à Melrand (Sa) (125 km²) (voir figure 2.1). Ces bassins sont sélectionnés car ils disposent également de données de qualité. La figure 7.9 représente le diagramme [NO₃]⁻-[COD] permettant de situer la similarité hydrochimique des donneurs par rapport à Naizin. Les deux affluents rive droite du Blavet (Sa et Mo) sont très similaires et se démarquent de Ev et son affluent Co (Naizin). Malgré cette différence, les quatre bassins sont tout de même classés parmi la catégorie des "NO₃⁻ dominant" et considérés comme étant satisfaisants en tant que donneurs ou cibles. Les simulations de flux pour NO₃⁻, COD et

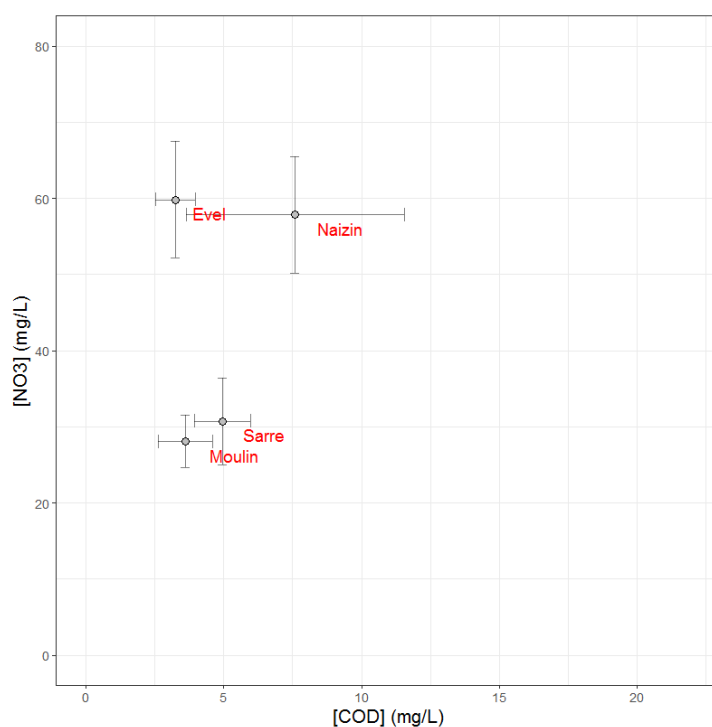
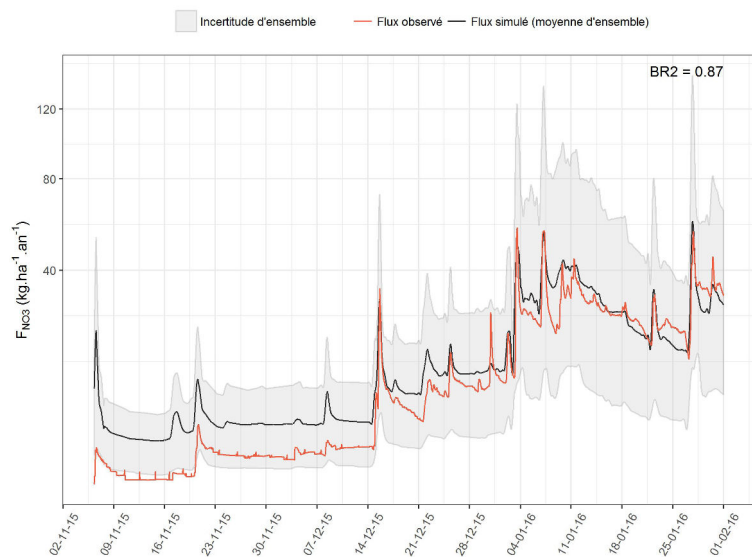
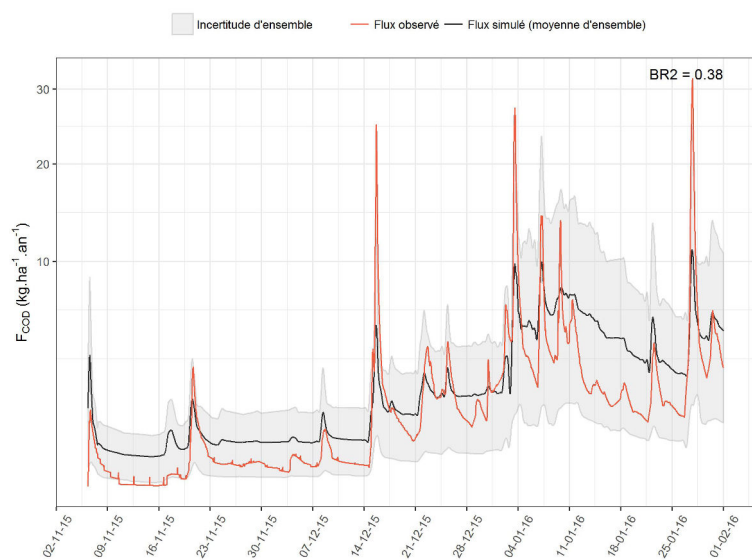


FIGURE 7.9 – Concentration moyenne hivernale moyenne de l'Evel (Ev), du Moulin de Tallené (Mo) et de la Sarre (Sa) par rapport au Coët-Dan à Naizin (Co). Les barres d'erreurs sont égales à +/- un écart type.

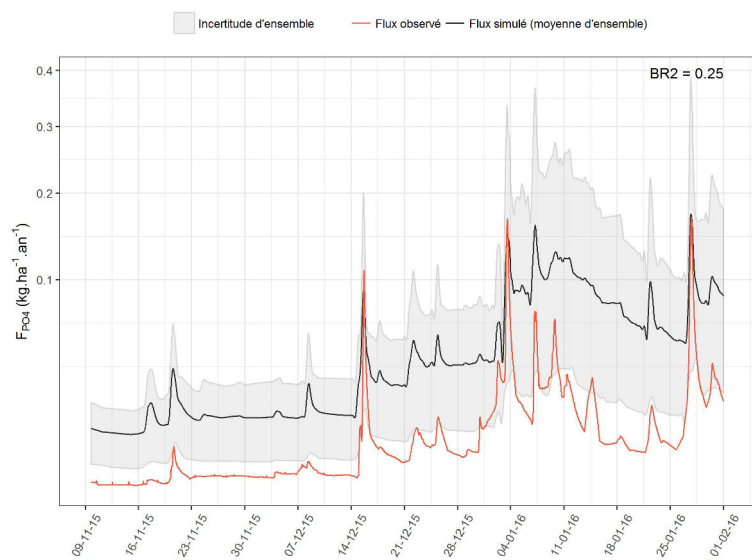
PO_4^{3-} sont représentées au sein de la figure 7.10. En se référant uniquement aux scores de simulation, le flux est très bien reproduit dans le cas du NO_3^- ($\text{BR}^2=0,93$) et un peu moins bien pour COD ($\text{BR}^2=0,55$) et PO_4^{3-} ($\text{BR}^2=0,52$). La première moitié de la période de simulation est globalement surestimée (fin de l'automne) alors qu'elle tend vers l'observation ensuite, bien que sous-estimée sur les pics de crue. Cette erreur est liée à la simulation hydrologique. En effet, le débit estival est peu soutenu par la nappe sur Naizin, alors qu'un débit de base existe sur les hydrogrammes transposés à cette même période. La dynamique des crues est par contre plus cohérente, bien que plus laminée sur les simulations. Le biais est par ailleurs plus important pour PO_4^{3-} , ceci pouvant être lié à une constante a des donneurs trop élevée. L'hétérogénéité de la qualité de simulation de bassins de 3^{ème} et 4^{ème} ordre de Strahler vers une tête de bassin où les processus de versant dominant montre ici ses limites. Ceci est par ailleurs illustré par les dynamiques de COD et PO_4^{3-} , contrôlées par les processus de subsurface, au contraire du NO_3^- en profondeur. En effet, les bassins agricoles sont caractérisés par de nombreux hot spots, et donc une dynamique très particulière qui nécessite une analyse spatiale des éléments du paysage. Ceci est d'ailleurs moins visible pour NO_3^- dont les apports sont plus diffus. Néanmoins, en connaissance de la relative similarité hydrochimique de deux des trois donneurs et de la particularité du bassin de Naizin, fortement agricole, cette simulation d'ensemble reste tout de même satisfaisante et démontre l'intérêt de l'approche développée pour la simulation en bassin non-jaugé. La figure 7.11 reproduit les résultats du chemogramme sous la forme de flux cumulés. Cette représentation informe moins de la dynamique que de la réussite globale du modèle sur la période complète. Nous pouvons voir que les flux de NO_3^- et de COD sont plutôt bien reproduits en terme de quantité totale à l'exutoire. Par contre un biais important existe pour PO_4^{3-} . Ce biais est probablement lié à la constante a transposée depuis Sa et Mo, bien moins agricoles que Ev. Ce biais est par ailleurs apparent pour NO_3^- mais dans une moindre mesure. Nous voyons ici l'intérêt d'utiliser un maximum de paramètres pour une analyse de similarité sous peine de ne pas être suffisamment exhaustif des processus.



(a) Flux de NO_3^-

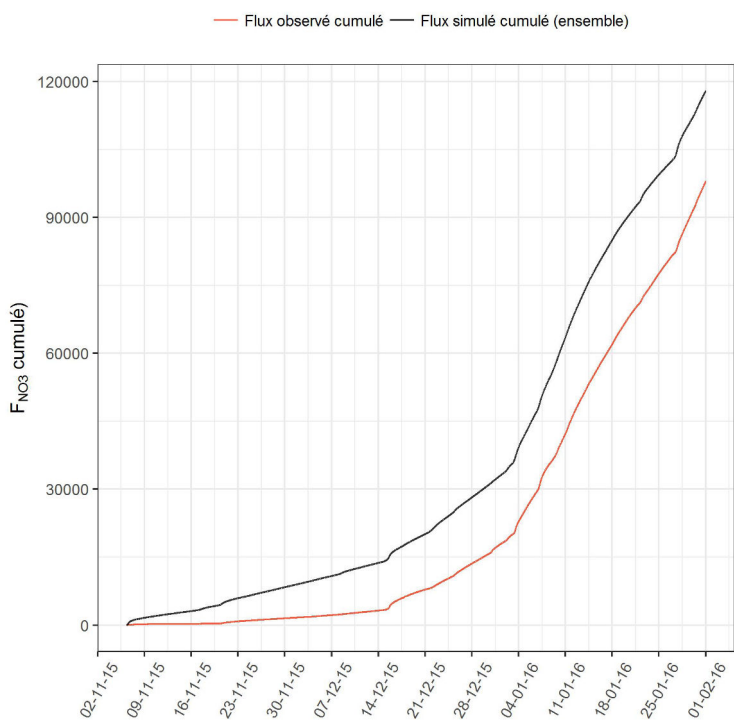


(b) Flux de COD

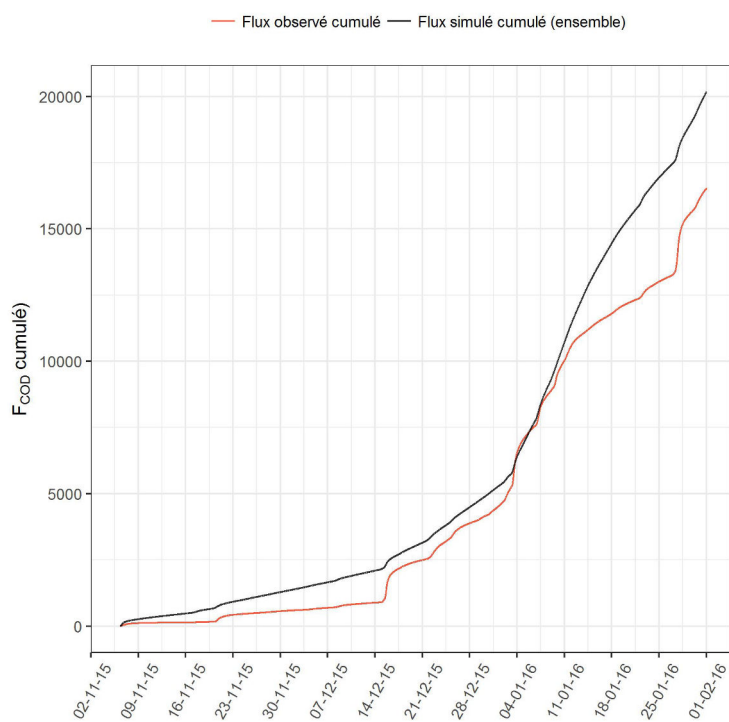


(c) Flux de PO_4^{3-}

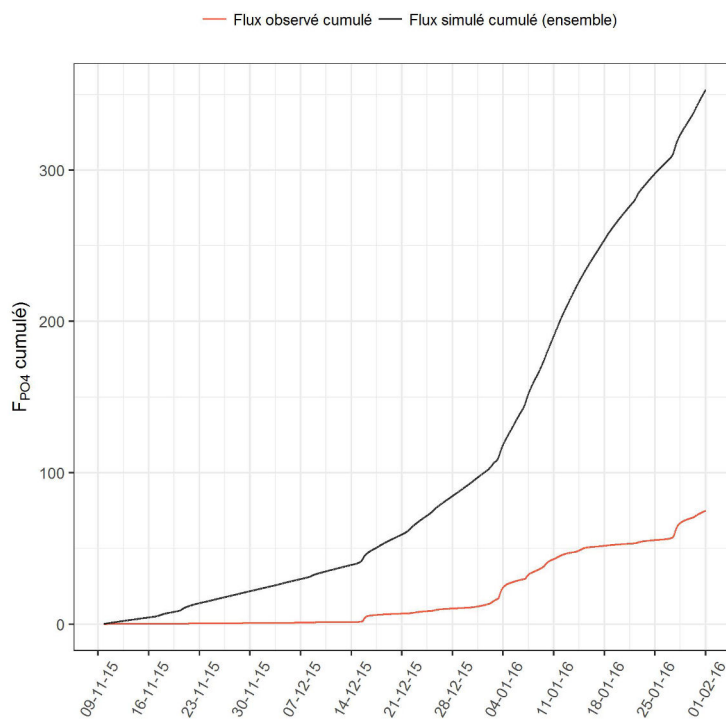
FIGURE 7.10 – Simulation du flux sur le bassin expérimental de Naizin, depuis l'Evel (emboîtement aval), la Sarre (125 km^2 , rive droite Blavet) et le Moulin de Talléné (45 km^2 , rive droite Blavet) entre novembre 2015 et mars 2016.



(a) Flux de NO_3^- cumulés



(b) Flux de COD cumulés



(c) Flux de PO_4^{3-} cumulés

FIGURE 7.11 – Flux simulés cumulés sur le bassin expérimental de Naizin, depuis l'Evel (emboîtement aval), la Sarre (125 km², rive droite Blavet) et le Moulin de Talléné (45 km², rive droite Blavet) entre novembre 2015 et mars 2016.

7.4 Conclusion

Le dernier objectif de la thèse est d'explorer la simulation des flux hydrochimiques dans un bassin non-jaugé. Les relations CQ étaient pressenties comme méthode de couplage aux simulations hydrologiques car leur mise en place est simple, et leur utilisation pour la gestion de l'eau avérée (Bieroza et al., 2018). Les simulations hydrologiques étant bonnes, il subsistait la question de la transposabilité d'une relation concentration-débit entre deux bassins. De par le caractère homogène des archétypes inhérent à certains bassins emblématiques (Al, Be, Ga, Ma), nous nous attendions à la mise en évidence de relations uniques entre concentration et débit. Les résultats montrent des pentes (exposant b) variables d'un bassin emblématique à l'autre, et une dispersion plus ou moins prononcée (p-value de la corrélation entre $[X]$ et Q). Ces observations semblent indiquer que chaque fonction $[X]$ - Q est relative à une géographie type. Quand bien même la relation est dispersée ou non, les archétypes montrent des relations linéaires. L'existence de relations non-linéaires est au contraire liée d'une part à l'hybridation (effet topologique) et la saisonnalité, et d'autre part aux processus in-stream en période de basses eaux (Moatar et al., 2017). Ces conclusions confirment que l'on ne peut pas appliquer sur un bassin versant non-jaugé une relation $[X]$ - Q universelle ; celle-ci doit être individualisée au préalable. Une solution consiste à transposer une relation depuis un bassin donneur, selon le même principe que pour la transposition d'hydrogramme. A partir du Beuvron, de la Mayenne et de l'Allier, il a été mis en évidence que la forme des fonctions concentration-débit était souvent très proche entre donneurs similaires et cible (conservation du caractère CD ou CS, et du signe de l'exposant b). Ce résultat indique que la transposition d'une courbe $[X]$ - Q a du sens.

La simulation des flux de nutriments s'est révélée être très satisfaisante, au regard des quelques points de validation disponibles. En effet, les performances de la simulation d'ensemble sont proches pour certains bassins de la valeur parfaite (BR^2 proche de 1). De manière générale, la saisonnalité est respectée, les erreurs étant plus généralement associées à la dynamique infra-saisonnière. L'utilisation d'une loi puissance de la forme $C = aQ^b$ selon notre logique de transposition est un choix cohérent dans la mesure où le facteur a s'approche de la valeur de concentration moyenne hivernale interannuelle utilisée pour identifier une similarité hydrochimique. Des résultats plus aléatoires sont obtenus sur le Blavet et l'Allier, notamment pour COD et PO_4^{3-} . Le premier est fortement agricole, et montre des relations CQ bruitées, à tendance chémostatique. Ceci est à mettre en perspective avec d'autres recherches qui concluent que le caractère CS en bassin agricole est lié à la mobilisation de larges stocks historiques qui n'existent pas en milieu non influencés (Basu et al., 2011, Bieroza et al., 2018). L'Allier présente également des relations CQ moins fiables, fait déjà observé en régions montagneuses (Torres et al., 2015).

L'estimation d'un flux aux pas de temps de la simulation hydrologique permet de reproduire la dynamique infra-journalière. C'est une information encore très rare, disponible seulement sur les bassins observatoires tels que celui de Naizin. Par conséquent notre simulation bien que ponctuellement valide ne peut pas être vérifiée sur les bassins emblématiques. Afin de valoriser la donnée haute-fréquence disponible, une simulation depuis quelques bassins considérés

comme étant similaires a été effectuée vers le Coët-Dan (Naizin) sur les nutriments. Malgré une plus grande difficulté à reproduire l'observation, les résultats sont bons pour NO_3^- et satisfaisants pour COD et PO_4^{3-} , compte tenu de la faible superficie de la cible. La perte de qualité de simulation selon le paramètre marque bien la difficulté de l'approche sur un bassin fortement agricole et dont les dynamiques sont proches de celles du versant. Inversement, vu la cohérence temporelle entre simulation et observation, ces résultats sont prometteurs pour l'exploration du signal de pluie nette à l'avenir.

Conclusion générale

Objectifs

L'information sur les flux d'eau et de nutriments dans le réseau hydrographique est primordiale pour mener une politique de gestion durable de l'eau et du territoire. Le réseau de mesure Français de la qualité de l'eau a été développé, puis s'est organisé afin de pouvoir constater l'évolution des tendances de la qualité de l'eau. Néanmoins ce réseau n'est pas adapté pour le suivi temporel à l'échelle spatio-temporelle fine (bassins versants non-jaugés, dynamique infra-saisonnière-journalière).

L'objectif de ce travail était d'accompagner la simulation hydrologique en bassin non-jaugé issue d'un modèle hydrologique à base géomorphologique, d'une information sur la qualité de l'eau, afin d'en déduire une dynamique hydrochimique au pas de temps 15 minutes. Cet objectif, à première vue technique, soulève néanmoins un certain nombre de questions scientifiques sous-jacentes :

1. Le modèle hydrologique utilisé est-il flexible (généralisable à différents contextes), robuste, et quelles sont ses limites ?
2. Existe-t-il une manière originale de caractériser la similarité de fonctionnement hydrologique entre un couple de bassins jaugé et non-jaugé ?
3. Peut-on proposer une méthode simple de simulation des flux en bassin non-jaugé à partir de la seule observation hydrologique et hydrochimique mesurée en un bassin jaugé ?

Flexibilité et limites de la modélisation hydrologique à base géomorphologique

Dans l'approche à base géomorphologique, la réponse hydrologique est directement dérivée d'une fonction de transfert obtenue suite à l'observation de l'organisation du réseau hydrographique. A partir d'un bassin versant "donneur" dont l'hydrogramme est disponible, l'inversion de sa fonction de transfert permet d'accéder à la variable de pluie nette. C'est une variable inaccessible à la mesure, indépendante d'échelle et donc potentiellement transposable. La simulation d'un débit vers un bassin non-jaugé "cible" est enfin obtenue par transposition puis convolu-

tion de la chronique de pluie nette à l'aide de la fonction de transfert du bassin "cible". Cette méthode a été appliquée au préalable en Indonésie (Cudennec, 2000), en contexte semi-aride Tunisien (Boudhraâ, 2007, Boudhraâ et al., 2018, 2006, 2008, 2009), et en contexte océanique tempéré Bretagne-Loire (de Lavenne, 2013, de Lavenne et al., 2015, de Lavenne et Cudennec, 2014, de Lavenne et al., 2012, 2016). Indépendamment des nombreuses *configurations*, contextes géomorphologiques et *géographiques* entre ces différents sites, la modélisation s'est montrée robuste et efficace. Ces travaux se placent typiquement dans la logique de l'hydrologie comparative, dont l'un des buts est de montrer la généricité de l'outil utilisé, mais également de pointer les hétérogénéités de fonctionnement selon les contextes. Dans la continuité de cet historique, nous proposons dans un premier temps des simulations sur les sous-bassins versants du Blavet (chapitre 2.1), puis dans un nouveau contexte hydrologique, le contexte pluvio-nival Québécois (chapitre 2.3). Les premières simulations en Bretagne mettent en évidence le caractère robuste du modèle au paramétrage et à la donnée topographique d'entrée (le MNT). La robustesse au paramétrage est prouvée par une analyse de sensibilité sur les six paramètres du modèle, ainsi que le paramètre vitesse, montrant une stabilité de la simulation hydrologique. La sensibilité à la donnée topographique est observée à l'aide de quatre MNT de qualité variable, utilisés pour construire la fonction de transfert. Le MNT de qualité médiocre (SRTM 30m, disponibilité mondiale) est suffisant pour la modélisation hydrologique à base géomorphologique sur son domaine d'application (bassins versants de superficie supérieure à 5 km²). Ce premier jeu de simulation a par contre montré l'hétérogénéité des résultats obtenus par transposition d'hydrogramme depuis différents donneurs. Au Québec, outre la bonne qualité des résultats obtenus en comparaison de la transposition simple du débit spécifique, et particulièrement pour des bassins dont les tailles sont très différentes, la régionalisation de la vitesse d'écoulement au sein du réseau établi par régression est stable quelle que soit la saison. C'est un résultat intéressant dans la mesure où il confirme la pertinence de cette estimation de vitesse aux échelles de modélisation considérées, et sa relative insensibilité à la saisonnalité des processus de versant. La représentation à l'aide de "heatmaps" a mis en évidence *l'effet structurel* qui régit la réussite globale ou non d'une transposition pour un couple donné. Cet effet structurel étant directement lié au degré de *similarité hydrologique* pour ce couple de bassins versants. Par ailleurs, les performances de simulation se dégradent lorsque la distance (de Ghosh) augmente entre le couple donneur-cible. Ce résultat montre que les hydrogrammes sont corrélés jusqu'à une certaine distance. La perte de corrélation est expliquée par l'évolution structurelle des bassins versants étroitement liée à leur géographie (géologie, climat). De plus, cette distance n'est pas la même selon la saison, car il existe un *effet conjoncturel* impliquant un type d'événement météorologique et une saisonnalité des conditions hydrologiques. Nous rejoignons ici la conclusion principale du travail de thèse préalable de de Lavenne (2013), selon qui la question de similarité est la limite principale de l'efficacité de transposition. Notre travail s'inscrit entièrement dans la problématique PUB - Prediction in Ungauged Basins (Hrachowitz et al., 2013) parmi laquelle figure notamment la problématique de la *similarité hydrologique*, et pour laquelle nous apportons des éléments originaux grâce à l'utilisation de la composition chimique des cours d'eau.

Caractérisation de la similarité : apport des concentrations en paramètres chimiques

Établir une relation de similarité entre deux bassins versants sur la base de caractéristiques facilement observables reste pour l'instant une inconnue tant les facteurs de cette similarité sont dépendants du contexte hydroclimatique et de la saisonnalité (Blöschl et al., 2013). L'idée originale pour explorer cette question a consisté à utiliser la *concentration moyenne hivernale* des bassins versants. Pour ce faire, nous utilisons 2223 sites de mesure de la concentration sur le bassin de la Loire, la péninsule Bretonne, le sud de la Normandie, les fleuves côtiers Vendéens et les hauts de Seine. La concentration moyenne est une information relativement facile à obtenir, et perçue comme très informative du fonctionnement hydrologique du bassin versant par son côté *intégrateur*. Cette "signature chimique", définie comme la concentration moyenne hivernale sur 17 ans pour un paramètre X est établie systématiquement pour un maximum de sites, et pour N paramètres différents (au maximum, N égal 12). Le vecteur des N paramètres pour un site donné étant appelé le *faciès hydrochimique*. C'est sa carte d'identité hydrochimique. Ce faciès est étudié dans l'espace géographique, selon la surface des bassins versants, impliquant échelle et niveau d'organisation.

Ce faciès hydrochimique se caractérise sur notre domaine d'étude par son organisation spatiale, mis en évidence par une classification par Analyse en Composante Principale. Au sein des classes obtenues, les bassins présentent des faciès relativement similaires. Par ailleurs le faciès hydrochimique tend à converger vers une valeur synoptique pour les plus grands bassins, schéma de convergence analogue à la REA "*l'aire critique à laquelle les hypothèses implicites du continuum peuvent être utilisées sans connaître le caractère variable des paramètres, bien que certaines connaissances des distributions sous-jacentes puissent encore être nécessaires*" (Wood et al., 1988). Cette valeur synoptique sépare les grands bassins (>1000-10000 km²) dont le faciès est relativement stable des petits bassins (<1000 km²) présentant une grande amplitude de faciès. Pour compléter cette analyse synoptique d'échelle, nous proposons trois nouveaux indices hydrochimiques pour le paramètre [X] :

- L'indice de variabilité hydrochimique (spatiale) $\sigma_{[X]}$. Il caractérise la variabilité spatiale hydrochimique observée au sein du réseau hydrographique amont. Une valeur élevée indique une grande diversité de faciès hydrochimiques.
- L'Aire Représentative ($RA_{[X]}$) qui correspond à la surface de stabilisation de la concentration moyenne.
- La version normalisée de l'Aire Représentative, par la surface du bassin ($RA_{n,[X]}$). Une valeur proche de 0 signifie un bassin dont la concentration moyenne est stabilisée très à l'amont, alors qu'une valeur proche de 1 signifie que la concentration moyenne vient tout juste d'être déstabilisée.

$\sigma_{[X]}$ et $RA_{n,[X]}$ sont utilisés pour identifier des comportements émergents (apparition de comportements qui peuvent être distingués du comportement global). Il en ressort plusieurs cas de figure, illustrés notamment par nos bassins emblématiques à la méso-échelle. Les *archétypes*

ont une variabilité hydrochimique faible, et se stabilisent très à l'amont. Les *hybrides* ont une variabilité hydrochimique faible mais leur stabilisation s'opère relativement à l'aval. Ces deux catégories concernent les bassins versants sous le seuil synoptique. Une troisième catégorie principale, les *hybrides stables*, ont une grande variabilité hydrochimique, mais se démarquent par une Aire Représentative relativement stable et petite en comparaison de leur grande taille. Les bassins versants ne sont pas restreints à une catégorie, ils évoluent en s'agrandissant. A mesure que la taille des bassins augmente, le schéma le plus communément observé est archétype->hybride->hybride stable. Cette évolution traduit une tendance à l'hybridation (augmentation de l'indice de variabilité hydrochimique) et indique que les bassins expérimentent une *évolution structurelle* depuis leur statut d'archétype jusqu'au statut *a priori* final d'hybride stable, au travers de la convolution de *l'effet géographique* (différents faciès hydrochimiques), *l'effet topologique* (processus de mélange par connexion topologique du réseau hydrographique), et *l'effet de taille* (tendance à la stabilisation synoptique). Pour notre quête d'indices de similarité, deux résultats majeurs ressortent de ces observations :

- La catégorisation des bassins selon leur faciès hydrochimique, et la détection de comportements archétypaux (homogénéité du faciès hydrochimique des sous-bassins) sous-entendent une similarité de fonctionnement hydrologique.
- Au sein d'un bassin versant, l'Aire Représentative indique l'atteinte d'un niveau d'intégration des processus amont, et sous-entend également une similarité hydrologique.

Utilisation des indices de similarité pour la simulation hydrologique et hydrochimique

Dans le chapitre 6, les indices de similarité sont intégrés à la méthode de transposition pour la détection des meilleurs bassins donneurs. Deux principes sont énoncés, et leur utilisation est préconisée selon l'objectif et la disponibilité de la donnée. Le *principe d'intégration* est utilisé dans le cas d'une simulation vers ou depuis un sous-bassin versant. Il nécessite l'établissement de la RA. La RA va être utilisée pour estimer parmi les sous-bassins lesquels sont les plus susceptibles d'être identiques sur l'intégration des processus. Le *principe d'affinité* s'utilise pour les bassins voisins, il s'appuie sur la similitude du faciès hydrochimique entre les deux bassins. De cette façon, pour tous les bassins emblématiques les simulations hydrologiques par transposition d'hydrogramme sont systématiquement meilleures lorsque conditionnées par ces deux principes. Ainsi nous disposons de deux méthodes utilisables selon la configuration donneur-cible pour 1) améliorer la simulation et 2) réduire l'incertitude, dans le cas de bassins emboîtés (RA) et de bassins voisins. Dans le chapitre 7, ce résultat sert finalement à enrichir le modèle hydrologique d'une simulation de flux. Pour répondre à l'objectif de simulation en bassin non-jaugé, il était nécessaire de développer une méthodologie assurant un compromis entre robustesse, réalisme et simplicité d'application. Nous avons fait le choix des relations concentration-débit (CQ). L'observation de relations CQ spécifiques à la localisation géographique du bassin versant, et relativement similaires sur les bassins voisins, nous conforte dans l'idée que la similarité

observée à l'aide des indices hydrochimiques, validée pour l'hydrologie, peut s'appliquer également aux relations CQ. La transposition combinée de un ou plusieurs hydrogrammes et courbes CQ entre les bassins sélectionnés par principe d'intégration ou d'affinité permet alors, pour la première fois, des simulations de chroniques de flux en bassin non-jaugé. La qualité des simulations de flux pour NO_3^- , COD et PO_4^{3-} est remarquablement bonne compte tenu des nombreuses incertitudes pressenties pour cet exercice (R^2 supérieurs à 0.5 et souvent proches de 1). La vérification est néanmoins limitée à des mesures ponctuelles du flux, limites imposées par le réseau d'observation. Cette limite est finalement contournée par l'utilisation, en Bretagne, des données hautes-fréquences de l'Observatoire AgrHys (Fovet et al., 2018). Ainsi, des simulations de flux de nutriments sont fournies au pas de temps de 15 minutes avec une précision principalement conditionnée par la qualité de la simulation hydrologique. La qualité de simulation est très bonne pour le NO_3^- mais se dégrade pour le carbone organique dissous et le phosphore soluble réactif. La transposition de l'information hydrologique et hydrochimique vers un bassin versant de tête, agricole, où les processus de versant (Dupas et al., 2015a,b, Humbert et al., 2015) prennent de l'importance montre ici ses limites.

Apports opérationnels : de l'importance de la donnée

Nous avons vu dans ce travail comment valoriser l'information hydrologique et hydrochimique dans un but de transposition. La méthode développée ici est particulièrement adaptée, c'est sa vocation, aux zones faiblement instrumentées. Le comportement moyen sur plusieurs hivers (17 années) s'est montré suffisant pour fournir une information structurelle sur le fonctionnement des bassins versants, et sur des simulations annuelles au pas de temps de 15 minutes. Néanmoins dans une optique opérationnelle nous ne pouvons nous permettre d'attendre une profondeur de mesure aussi importante. La variabilité des concentrations moyennes et des indices hydrochimiques dans le temps est avérée (Chapitre 5), mais reste cohérente avec la valeur obtenue sur les concentrations interannuelles. Ceci indique que la méthode de la RA peut être appliquée soit sur des données interannuelles, soit sur une campagne de mesure instantanée à une période de l'année. La sélection des bassins obtenue à partir d'une telle campagne de mesure sera alors adaptée pour effectuer une simulation de flux sur la même période. Par ailleurs, le nombre de stations nécessaires pour effectuer ce type d'analyse RA dépend de la surface du bassin versant. Sur des bassins versants de superficie supérieure à 1000 km² (seuil synoptique de la variabilité hydrochimique sur notre domaine), la mesure sur les 5 plus grands affluents suffit à observer la variabilité globale.

Notre méthode de simulation de flux profite fortement d'un réseau de mesure aussi dense que le réseau français. A l'inverse, le modèle est complémentaire à ce réseau, et permet son extension aux bassins versants non-jaugés, tout en y ajoutant la dynamique infra-journalière.

Perspectives

L'utilisation du faciès hydrochimique pour établir une similarité entre bassins versants est avérée. Ce faciès hydrochimique établi sur des données hivernales a ainsi permis d'améliorer significativement les résultats de transposition hydrologique. La variabilité des indices hydrochimiques à l'échelle infra-saisonnière, et la validité de la simulation des flux laissent cependant quelques pistes d'études pour l'avenir :

- Pour une période de simulation donnée, est-ce qu'une sélection des donneurs plus fine sur la base d'une analyse RA propre à cette période permet d'obtenir de meilleurs résultats ?
- Les archétypes détectés à partir des données interannuelles sont-ils des archétypes à l'échelle infra-saisonnière ?
- Si une simulation fiable des flux selon différents paramètres décrivant chacun un type d'écoulement (ex NO_3^- profond vs. COD surface) est atteignable, pouvons nous alors étudier la variable pluie nette plus en détail afin d'en déduire les origines ?

Bibliographie

AELB (2017). Base de données de bassin : Osur.

Aitkenhead, J. A., Hope, D., et Billett, M. F. (1999). The relationship between dissolved organic carbon in stream water and soil organic carbon pools at different spatial scales. *Hydrological Processes*, 13(8) :1289–1302.

Alexander, R. B., Smith, R. A., et Schwarz, G. E. (2000). Effect of stream channel size on the delivery of nitrogen to the gulf of mexico. *Nature*, 403(6771) :758.

Alexander, R. B., Smith, R. A., Schwarz, G. E., Boyer, E. W., Nolan, J. V., et Brakebill, J. W. (2008). Differences in phosphorus and nitrogen delivery to the gulf of mexico from the mississippi river basin. *Environmental science & technology*, 42 :822–830.

Ali, G., Tetzlaff, D., McDonnell, J. J., Soulsby, C., Carey, S., Laudon, H., McGuire, K., Buttle, J., Seibert, J., et Shanley, J. (2015). Comparison of threshold hydrologic response across northern catchments. *Hydrological Processes*, 29(16) :3575–3591.

Ali, G., Tetzlaff, D., Soulsby, C., McDonnell, J. J., et Capell, R. (2012). A comparison of similarity indices for catchment classification using a cross-regional dataset. *Advances in Water Resources*, 40 :11–22.

Alvarez-Cobelas, M., Angeler, D. G., et Sanchez-Carrillo, S. (2008). Export of nitrogen from catchments : a worldwide analysis. *Environmental Pollution*, 156(2) :261–9.

Anderson, E. W. (1987). Riparian area definition : a viewpoint. *Rangelands Archives*, 9(2) :70.

Anderson, M. G. et Burt, T. P. (1978). The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes*, 3(4) :331–344.

Anderson, S. P., Dietrich, W. E., Torres, R., Montgomery, D. R., et Loague, K. (1997). Concentration-discharge relationships in runoff from a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research*, 33(1) :211–225.

Aouissi, J., Pouget, J.-C., Boudhraâ, H., Storer, G., et Cudennec, C. (2013). Joint spatial, topological and scaling analysis framework of river-network geomorphometry. *Géomorphologie*, 19(1) :7–16.

- Archfield, S. A. et Vogel, R. M. (2010). Map correlation method : Selection of a reference streamgauge to estimate daily streamflow at ungaged catchments. *Water Resources Research*, 46(10).
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., et Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part i : model development 1. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1) :73–89.
- Aubert, A. H., Gascuel-Oudou, C., Gruau, G., Akkal, N., Faucheux, M., Fauvel, Y., Grimaldi, C., Hamon, Y., Jaffrézic, A., Lecoq-Boutnik, M., Molénat, J., Petitjean, P., Ruiz, L., et Merot, P. (2013). Solute transport dynamics in small, shallow groundwater-dominated agricultural catchments : insights from a high-frequency, multisolute 10 yr-long monitoring study. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(4) :1379–1391.
- Aubert, H. A. (2011). *Analyse des motifs temporels d'une chronique décennale haute-fréquence de qualité de l'eau dans un observatoire agro-hydrologique*. PhD thesis, Agrocampus Ouest.
- Aurousseau, P., Gascuel-Oudou, C., Squidant, H., Trepos, R., Tortrat, F., et Cordier, M. O. (2009). A plot drainage network as a conceptual tool for the spatial representation of surface flow pathways in agricultural catchments. *Computers & Geosciences*, 35(2) :276–288.
- Baronas, J. J., Torres, M. A., Clark, K. E., et West, A. J. (2017). Mixing as a driver of temporal variations in river hydrochemistry : 2. major and trace element concentration dynamics in the andes-amazon transition. *Water Resources Research*, 53(4) :3120–3145.
- Barré, P., Durand, H., Chenu, C., Meunier, P., Montagne, D., Castel, G., Billiou, D., Soucémariadin, L., et Cécillon, L. (2017). Geological control of soil organic carbon and nitrogen stocks at the landscape scale. *Geoderma*, 285 :50–56.
- Basu, N. B., Thompson, S. E., et Rao, P. S. C. (2011). Hydrologic and biogeochemical functioning of intensively managed catchments : A synthesis of top-down analyses. *Water Resources Research*, 47(10).
- Battin, T. J., Kaplan, L. A., Findlay, S., Hopkinson, C. S., Marti, E., Packman, A. I., Newbold, J. D., et Sabater, F. (2008). Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks. *Nature Geoscience*, 1 :95.
- Beaujouan, V. (2001). *Modélisation Des Transferts Deau et Dazote Dans Les Sols et Les Nappes. Développement Dun Modèle Conceptuel Distribué. Application à de Petits Bassins Versants*. PhD thesis, Ecole Nationale des Sciences Agronomiques de Rennes.
- Behrendt, H., Bach, M., Kunkel, R., Opitz, D., Pagenkopf, W. G., Scholz, G., et Wendland, F. (2003). Nutrient emissions into river basins of germany on the basis of a harmonized procedure. *Federal Environmental Agency*, 82(03) :201.
- Beven, K. (1991). *Scale Considerations*, chapter 16, pages 357–371. Springer Netherlands, Dordrecht.

- Beven, K. (1995). Linking parameters across scales : Subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes*, 9(5-6) :507–525.
- Beven, K. (1996). Equifinality and uncertainty in geomorphological modelling. In *The Scientific Nature of Geomorphology : Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, Held 27-29 September, 1996*, volume 27, page 289. John Wiley & Sons.
- Beven, K. (2002). Towards a coherent philosophy for modelling the environment. *458(2026) :2465–2484*.
- Beven, K., Smith, P., Westerberg, I., et Freer, J. (2012). Comment on "pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling" by p. clark et al. *Water Resources Research*, 48(11).
- Beven, K. J. (2000). Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(2) :203–213.
- Beven, K. J. (2006). *Streamflow generation processes*. IAHS Press.
- Beven, K. J. et Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1) :43–69.
- Bieroza, M. Z., Heathwaite, A. L., Bechmann, M., Kyllmar, K., et Jordan, P. (2018). The concentration-discharge slope as a tool for water quality management. *Science of The Total Environment*, 630 :738 – 749.
- Blöschl, G. (2001). Scaling in hydrology. *Hydrological Processes*, 15(4) :709–711.
- Blöschl, G. (2006). Hydrologic synthesis : Across processes, places, and scales. *Water Resources Research*, 42(3).
- Blöschl, G., Grayson, R. B., et Sivapalan, M. (1995). On the representative elementary area (rea) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, 9(3-4) :313–330.
- Blöschl, G. et Merz, R. (2009). Landform–hydrology feedbacks. In *Landform-structure, evolution, process control*, pages 117–126. Springer.
- Blöschl, G. et Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling : A review. *Hydrological Processes*, 9(3-4) :251–290.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., et Savenije, H. (2013). *Runoff Prediction in Ungauged Basins : Synthesis across Processes, Places and Scales*, volume rqrtrq of Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, teqry edition.
- Bouchez, J., Moquet, J.-S., Espinoza, J. C., Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Lagane, C., Filizola, N., Noriega, L., Hidalgo Sanchez, L., et Pombosa, R. (2017). River mixing in the amazon as a driver of concentration-discharge relationships. *Water Resources Research*, 53(11) :8660–8685.

- Boudhraâ, H. (2007). Modélisation pluie-débit a base géomorphologique en milieu semi-aride rural tunisien : Association d'approches directe et inverse. *Thèse de doctorat en sciences agronomiques. Institut National Agronomique de Tunisie*, page 193.
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Andrieu, H., et Slimani, M. (2018). Net rainfall estimation by the inversion of a geomorphology-based transfer function and discharge deconvolution. *Hydrological Sciences Journal*, 63(2) :285–301.
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Slimani, M., et Andrieu, H. (2006). Inversion of geomorphology-based unit hydrograph model : Physical interpretation and first implementation. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 303 :391–399.
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Slimani, M., et Andrieu, H. (2008). Net rainfall estimation by inversed geomorphology-based unit hydrograph - a tunisian study case.
- Boudhraâ, H., Cudennec, C., Slimani, M., et Andrieu, H. (2009). Hydrograph transposition between basins through a geomorphology-based deconvolution-reconvolution approach. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 333 :76–83.
- Boulton, A. J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E. H., et Valett, H. M. (1998). The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 29(1) :59–81.
- Box, G. E., Jenkins, G. M., Reinsel, G. C., et Ljung, G. M. (2015). *Time series analysis : forecasting and control*. John Wiley & Sons.
- Boyer, E. W., Hornberger, G. M., Bencala, K. E., et McKnight, D. M. (1998). Response characteristics of doc flushing in an alpine catchment. *Hydrological Processes*, 11(12) :1635–1647.
- Braud, I., Roux, H., Anquetin, S., Maubourguet, M.-M., Manus, C., Viallet, P., et Dartus, D. (2010). The use of distributed hydrological models for the gard 2002 flash flood event : Analysis of associated hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 394(1-2) :162–181.
- Brinson, M. M., Bradshaw, H. D., et Kane, E. S. (1984). Nutrient assimilative capacity of an alluvial floodplain swamp. *Journal of Applied Ecology*, pages 1041–1057.
- Brisson, N., Mary, B., Ripoche, D., Jeuffroy, M. H., Ruget, F., Nicoullaud, B., Gate, P., Devienne-Barret, F., Antonioletti, R., Durr, C., et al. (1998). Stics : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. i. theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie*, 18(5-6) :311–346.
- Bérod, D. D., Singh, V. P., Devred, D., et Musy, A. (1995). A geomorphologic non-linear cascade (gnc) model for estimation of floods from small alpine watersheds. *Journal of hydrology*, 166(1-2) :147–170.
- Brogna, D., Michez, A., Jacobs, S., Dufrière, M., Vincke, C., et Dendoncker, N. (2017). Linking forest cover to water quality : A multivariate analysis of large monitoring datasets. *Water*, 9(12) :176.

- Budyko, M. (1974). Climate and life. *Academic Press*, 20 :281–288.
- Bull, W. B. (1979). Threshold of critical power in streams. *Geological Society of America Bulletin*, 90(5) :453–464.
- Burt, T. P. et Butcher, D. P. (1985). Topographic controls of soil moisture distributions. *Journal of Soil Science*, 36(3) :469–486.
- Burt, T. P. et Pinay, G. (2005). Linking hydrology and biogeochemistry in complex landscapes. *Progress in Physical geography*, 29(3) :297–316.
- Burt, T. P., Pinay, G., Sabater, S., International Association of Hydrological, S., Center for Sustainability of semi Arid, H., et Riparian, A. (2010). *Riparian zone hydrology and biogeochemistry*. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, UK.
- Cannavo, P., Recous, S., Parnaudeau, V., et Reau, R. (2008). Modeling n dynamics to assess environmental impacts of cropped soils. *Advances in Agronomy*, 97 :131 – 174.
- Chargui, S., Slimani, M., et Cudennec, C. (2013). Statistical distribution of rainy events characteristics and instantaneous hyetographs generation (merguellil watershed in central tunisia). *Arabian Journal of Geosciences*, 6(5) :1581–1590.
- Chow, V. T. et al. (1964). Handbook of applied hydrology. *Water Ressources and Environnemental Engineering*.
- Christophersen, N. et Hooper, R. P. (1992). Multivariate analysis of stream water chemical data : The use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources Research*, 28(1) :99–107.
- Clément, J.-C., Shrestha, J., Ehrenfeld, J. G., et Jaffé, P. R. (2005). Ammonium oxidation coupled to dissimilatory reduction of iron under anaerobic conditions in wetland soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 37(12) :2323–2328.
- Clow, D. W. et Mast, M. A. (2010). Mechanisms for chemostatic behavior in catchments : implications for co₂ consumption by mineral weathering. *Chemical Geology*, 269(1-2) :40–51.
- CNRTL (2018). Centre national de ressources textuelles et lexicales.
- Conley, D. J., Paerl, H. W., Howarth, R. W., Boesch, D. F., Seitzinger, S. P., Havens, K. E., Lancelot, C., et Likens, G. E. (2009). Controlling eutrophication : nitrogen and phosphorus. *Sciences*, 323 :1014–1015.
- Council, N. R. (2001). *Basic Research Opportunities in Earth Science*. The National Academies Press, Washington, DC.
- Criss, R. E. et Winston, W. E. (2008). Do nash values have value? discussion and alternate proposals. *Hydrological Processes*, 22(14) :2723–2725.

- Cudennec, C. (2000). *Description mathématique de l'organisation du réseau hydrographique et modélisation hydrologique*. PhD thesis, Ecole Nationale des Sciences Agronomiques de Rennes.
- Cudennec, C. (2007). 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. *Hydrological Sciences Journal*, 52(1) :230–237.
- Cudennec, C. et Fouad, Y. (2006). Structural patterns in river network organization at both infra- and supra-basin levels : the case of a granitic relief. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(3) :369–381.
- Cudennec, C., Fouad, Y., Sumarjo Gatot, I., et Duchesne, J. (2004). A geomorphological explanation of the unit hydrograph concept. *Hydrological Processes*, 18(4) :603–621.
- Cudennec, C., Pouget, J. C., Chargui, S., Boudhraâ, H., Jaffrézic, A., Slimani, M., et al. (2009). Geomorphology-structured hydroinformatics for downward basin modelling with flexible accounting for net rainfall variability. In *Hydroinformatics in hydrology, hydrogeology and water resources. Proceedings of Symposium JS. 4 at the Joint Convention of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS) and the International Association of Hydrogeologists (IAH) held in Hyderabad, India, 6-12 September 2009*, pages 254–260. IAHS Press.
- Cudennec, C., Slimani, M., et Goulven, P. (2005). Accounting for sparsely observed rainfall spacetime variability in a rainfallrunoff model of a semiarid tunisian basin. *Hydrological Sciences Journal*, 50(4) :617–630.
- Cuoco, E., Colombani, N., Darrah, T. H., Mastrocicco, M., et Tedesco, D. (2017). Geolithological and anthropogenic controls on the hydrochemistry of the volturmo river (southern italy). *Hydrological Processes*, 31(3) :627–638.
- Darcy, H. P. G. (1856). *Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable*.
- Décamps, H. et Naiman, R. J. (1990). *The ecology and management of aquatic-terrestrial ecotones*, volume 4. CRC Press.
- de Lavenne, A. (2013). *Modélisation hydrologique à base géomorphologique de bassins versants non jaugés par régionalisation et transposition d'hydrogramme*. PhD thesis, Agrocampus Ouest.
- de Lavenne, A., Boudhraâ, H., et Cudennec, C. (2015). Streamflow prediction in ungauged basins through geomorphology-based hydrograph transposition. *Hydrology Research*, 46(2) :291.
- de Lavenne, A. et Cudennec, C. (2014). Prediction of streamflow from the set of basins flowing into a coastal bay. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 365 :55–60.
- de Lavenne, A. et Cudennec, C. (2019). Assessment of freshwater discharge into a coastal bay through multi-basin ensemble hydrological modelling. *Science of The Total Environment*.

- de Lavenne, A., Cudennec, C., et Boudhraâ, H. (2012). Hydrograph transposition to ungauged basins from neighbouring and nested basins. page 7992.
- de Lavenne, A., Skøien, J. O., Cudennec, C., Curie, F., et Moatar, F. (2016). Transferring measured discharge time series : Large-scale comparison of top-kriging to geomorphology-based inverse modeling. *Water Resources Research*, 52(7) :5555–5576.
- Detty, J. M. et McGuire, K. J. (2010). Topographic controls on shallow groundwater dynamics : implications of hydrologic connectivity between hillslopes and riparian zones in a till mantled catchment. *Hydrological Processes*, 24(16) :2222–2236.
- Didszun, J. et Uhlenbrook, S. (2008). Scaling of dominant runoff generation processes : Nested catchments approach using multiple tracers. *Water Resources Research*, 44(2).
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Montgomery, D. R., et McKean, J. (1993). Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model. *The Journal of Geology*, 101(2) :259–278.
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Montgomery, D. R., McKean, J., et Bauer, R. (1992). Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology*, 20(8) :675–679.
- Donohue, I., McGarrigle, M. L., et Mills, P. (2006). Linking catchment characteristics and water chemistry with the ecological status of irish rivers. *Water Research*, 40(1) :91–8.
- Donohue, R. J., Roderick, M. L., et McVicar, T. R. (2007). On the importance of including vegetation dynamics in budyko's hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(2) :983–995.
- Dooge, J. C. I. (1959). A general theory of the unit hydrograph. *Journal of geophysical research*, 64(2) :241–256.
- Dooge, J. C. I. (1986). Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22(9S) :46S–58S.
- Duchesne, J., Cudennec, C., et Corbierre, V. (1997). Relevance of the h2u model to predict the discharge of a catchment. *Water Science and Technology*, 36(5) :169–175.
- Dumont, E., Harrison, J. A., Kroeze, C., Bakker, E. J., et Seitzinger, S. P. (2005). Global distribution and sources of dissolved inorganic nitrogen export to the coastal zone : Results from a spatially explicit, global model. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4).
- Dunne, T. (1983). Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, 65(1) :25 – 48. Scale Problems in Hydrology.
- Dunne, T. et Black, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed. *Water resources research*, 6(5) :1296–1311.
- Dupas, R., Delmas, M., Gascuel-Oudou, C., Arrouays, D., Durand, P., et Parnaudeau, V. (2011). Revue bibliographique des modèles démission de n et p vers les masses deau. Report 1, Institut National de Recherche en Agronomie.

- Dupas, R., Gascuel-Oudou, C., Gilliet, N., Grimaldi, C., et Gruau, G. (2015a). Distinct export dynamics for dissolved and particulate phosphorus reveal independent transport mechanisms in an arable headwater catchment. *Hydrological Processes*, 29(14) :3162–3178.
- Dupas, R., Gruau, G., Gu, S., Humbert, G., Jaffrezic, A., et Gascuel-Oudou, C. (2015b). Groundwater control of biogeochemical processes causing phosphorus release from riparian wetlands. *Water Research*, 84 :307–14.
- Dupas, R., Musolff, A., Jawitz, J. W., Rao, P. S. C., Jäger, C. G., Fleckenstein, J. H., Rode, M., et Borchardt, D. (2017). Carbon and nutrient export regimes from headwater catchments to downstream reaches. *Biogeosciences*, 14(18) :4391–4407.
- Eder, G., Sivapalan, M., et Nachtnebel, H. P. (2003). Modelling water balances in an alpine catchment through exploitation of emergent properties over changing time scales. *Hydrological Processes*, 17(11) :2125–2149.
- Efron, B. (1992). *Bootstrap Methods : Another Look at the Jackknife*, pages 569–593. Springer New York, New York, NY.
- Euser, T., Winsemius, H. C., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Uhlenbrook, S., et Savenije, H. H. G. (2013). A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5) :1893–1912.
- Everett, D. H. et Whitton, W. I. (1952). A general approach to hysteresis. *Transactions of the Faraday Society*, 48 :749–757.
- Falkenmark, M., Chapman, T., et al. (1989). *Comparative hydrology : An ecological approach to land and water resources*. The Unesco Press.
- Fan, Y. et Bras, R. L. (1995). On the concept of a representative elementary area in catchment runoff. *Hydrological Processes*, 9(7) :821–832.
- Flügel, W.-A. (1995). Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using prms/mms in the drainage basin of the river bröl, germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4) :423–436.
- Foroud, N. et Broughton, R. S. (1981). Flood hydrograph simulation model. *Journal of Hydrology*, 49(1-2) :139–172.
- Fovet, O., Ruiz, L., Gruau, G., Akkal, N., Aquilina, L., Busnot, S., Dupas, R., Durand, P., Faucheux, M., Fauvel, Y., Fléchar, C., Gilliet, N., Grimaldi, C., Hamon, Y., Jaffrezic, A., Jeanneau, L., Labasque, T., Henaff, G. L., Mérot, P., Molénat, J., Petitjean, P., Pierson-Wickmann, A.-C., Squidant, H., Viaud, V., Walter, C., , et Gascuel-Oudou, C. (2018). Agrhys : An observatory of response times in agro-hydro-systems. *Vadose Zone Journal*, 17 :180066.
- Fovet, O., Ruiz, L., Hrachowitz, M., Faucheux, M., et Gascuel-Oudou, C. (2015). Hydrological hysteresis and its value for assessing process consistency in catchment conceptual models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1) :105–123.

- Franchini, M. et O'Connell, P. E. (1996). An analysis of the dynamic component of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. *Journal of Hydrology*, 175(1-4) :407–428.
- Freeze, R. A. (1980). A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Water Resources Research*, 16(2) :391–408.
- Gabrielli, C. P., McDonnell, J. J., et Jarvis, W. (2012). The role of bedrock groundwater in rainfall–runoff response at hillslope and catchment scales. *Journal of Hydrology*, 450 :117–133.
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., De Dreuz, J.-R., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., et al. (2018). Ozcar : The french network of critical zone observatories. *Vadose Zone Journal*, 17(1).
- Gaál, L., Szolgay, J., Kohnová, S., Parajka, J., Merz, R., Viglione, A., et Blöschl, G. (2012). Flood timescales : Understanding the interplay of climate and catchment processes through comparative hydrology. *Water Resources Research*, 48(4) :21.
- Galloway, J. N., Townsend, A. R., Erisman, J. W., Bekunda, M., Cai, Z., Freney, J. R., Martinelli, L. A., Seitzinger, S. P., et Sutton, M. A. (2008). Transformation of the nitrogen cycle : recent trends, questions, and potential solutions. *Science*, 320(5878) :889–92.
- Gascuel, C., Ruiz, L., et Vertès, F. (2015). *Comment réconcilier agriculture et littoral? : vers une agroécologie des territoires*. Éditions Quae.
- Gascuel-Oudou, C., Fovet, O., Gruau, G., Ruiz, L., et Merot, P. (2018). Evolution of scientific questions over 50 years in the kervidy-naizin catchment : from catchment hydrology to integrated studies of biogeochemical cycles and agroecosystems in a rural landscape. *Geographical Research Letters*, (44) :535–555.
- Gelhar, L. W. (1986). Stochastic subsurface hydrology from theory to applications. *Water Resources Research*, 22(9S) :135S–145S.
- Gergel, S. E. (2005). Spatial and non-spatial factors : When do they affect landscape indicators of watershed loading? *Landscape Ecology*, 20(2) :177–189.
- Gharari, S. et Razavi, S. (2018). A review and synthesis of hysteresis in hydrology and hydrological modeling : Memory, path-dependency, or missing physics? *Journal of Hydrology*, 566 :500 – 519.
- Ghosh, B. (1951). Random distances within a rectangle and between two rectangles. *Calcutta Mathematical Society*, 43(1) :17–24.
- Gianfagna, C. C., Johnson, C. E., Chandler, D. G., et Hofmann, C. (2015). Watershed area ratio accurately predicts daily streamflow in nested catchments in the catskills, new york. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 4 :583–594.

- Giri, S. et Qiu, Z. (2016). Understanding the relationship of land uses and water quality in twenty first century : A review. *Journal of Environmental Management*, 173 :41–8.
- Giri, S., Qiu, Z., Prato, T., et Luo, B. (2016). An integrated approach for targeting critical source areas to control nonpoint source pollution in watersheds. *Water Resources Management*, 30(14) :5087–5100.
- Gironàs, J., Niemann, J. D., Roesner, L. A., Rodriguez, F., et Andrieu, H. (2009). A morpho-climatic instantaneous unit hydrograph model for urban catchments based on the kinematic wave approximation. *Journal of hydrology*, 377(3-4) :317–334.
- Godsey, S. E., Kirchner, J. W., et Clow, D. W. (2009). Concentration–discharge relationships reflect chemostatic characteristics of us catchments. *Hydrological Processes : An International Journal*, 23(13) :1844–1864.
- Gottschalk, L. (1985). Hydrological regionalization of sweden. *Hydrological Sciences Journal*, 30(1) :65–83.
- Grigg, D. (1965). The logic of regional systems. *Annals of the Association of American Geographers*, 55(3) :465–491.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Alonso, G., et Nardi, F. (2010). Flow time estimation with spatially variable hillslope velocity in ungauged basins. *Advances in Water Resources*, 33(10) :1216–1223.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F., et Porfiri, M. (2012). Time of concentration : a paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2) :217–228.
- Grizzetti, B. (2006). Modelling nitrogen and phosphorus fate from point and diffuse sources at european scale. *Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Paris, France*, page 192.
- Guillot, P. et Duband, D. (1980). Une méthode de transfert pluie-débit par régression multiple. *Hydrological Forecasting*, pages 177–186.
- Gupta, H. V., Wagener, T., et Liu, Y. (2008). Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes : An International Journal*, 22(18) :3802–3813.
- Gupta, V. K. et Mesa, O. J. (1988). Runoff generation and hydrologic response via channel network geomorphology recent progress and open problems. *Journal of Hydrology*, 102(1-4) :3–28.
- Gupta, V. K., Waymire, E., et Wang, C. T. (1980). A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, 16(5) :855–862.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Seguí, P., Rousset-Regimbeau, F., et

- Viennot, P. (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research*, 113(D6) :n/a–n/a.
- Hack, J. T. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in virginia and maryland.
- Haines, A. T., Finlayson, B. L., et McMahon, T. A. (1988). A global classification of river regimes. *Applied Geography*, 8(4) :255–272.
- Hannan, E. J. et Quinn, B. G. (1979). Determination of the order of an autoregression. *Journal of the Royal Statistical Society Series B-Methodological*, 41(2) :190–195.
- Harman, C., Rao, P., Basu, N., McGrath, G., Kumar, P., et Sivapalan, M. (2011). Climate, soil, and vegetation controls on the temporal variability of vadose zone transport. *Water Resources Research*, 47(10).
- Heathwaite, A. (2010). Multiple stressors on water availability at global to catchment scales : understanding human impact on nutrient cycles to protect water quality and water availability in the long term. *Freshwater Biology*, 55 :241–257.
- Herlevi, A., Robarts, R., et Barker, S. (2013). Planning of water quality monitoring systems. Technical report, World Meteorological Organization.
- Herndon, E. M., Dere, A. L., Sullivan, P. L., Norris, D., Reynolds, B., et Brantley, S. L. (2015). Landscape heterogeneity drives contrasting concentration–discharge relationships in shale headwater catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(8) :3333–3347.
- Hingray, B., Picouet, C., et Musy, A. (2009). *Hydrologie : Une science pour l'ingénieur*. Science & ingénierie de l'environnement. Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Holmgren, P. (1994). Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models : An empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8(4) :327–334.
- Horton, R. (1935). Surface runoff phenomena. part 1. analysis of the hydrograph. horton hydrological laboratory, publication 101. edward bros. *Ann Arbor, Michigan*.
- Horton, R. E. (1932). Drainage-basin characteristics. *Eos, transactions american geophysical union*, 13(1) :350–361.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology. *GSA Bulletin*, 56(3) :275–370.
- Howarth, R., Swaney, D., Boyer, E., Marino, R., Jaworski, N., et Goodale, C. (2006). The influence of climate on average nitrogen export from large watersheds in the northeastern united states. In *Nitrogen Cycling in the Americas : Natural and Anthropogenic Influences and Controls*, pages 163–186. Springer.
- Howarth, R. W., Billen, G., Swaney, D., Townsend, A., Jaworski, N., Lajtha, K., Downing, J. A., Elmgren, R., Caraco, N., Jordan, T., et al. (1996). Regional nitrogen budgets and riverine n

- & p fluxes for the drainages to the north atlantic ocean : Natural and human influences. In *Nitrogen cycling in the North Atlantic Ocean and its watersheds*, pages 75–139. Springer.
- Hrachowitz, M., Fovet, O., Ruiz, L., Euser, T., Gharari, S., Nijzink, R., Freer, J., Savenije, H. H. G., et Gascuel-Oudou, C. (2014). Process consistency in models : The importance of system signatures, expert knowledge, and process complexity. *Water Resources Research*, 50(9) :7445–7469.
- 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., et Cudennec, C. (2013). A decade of predictions in ungauged basins (pub)a review. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6) :1198–1255.
- Hrachowitz, M., Soulsby, C., Tetzlaff, D., Dawson, J. J. C., et Malcolm, I. (2009). Regionalization of transit time estimates in montane catchments by integrating landscape controls. *Water Resources Research*, 45(5).
- Humbert, G., Jaffrezic, A., Fovet, O., Gruau, G., et Durand, P. (2015). Dry-season length and runoff control annual variability in stream doc dynamics in a small, shallow groundwater-dominated agricultural watershed. *Water Resources Research*, 51(10) :7860–7877.
- Hursh, C. (1936). Storm water and adsorption. *Eos Trans. AGU*, 17(2) :301–302.
- Hursh, C. R. (1944). Report of sub-committee on subsurface-flow. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(5) :743–746.
- Inamdar, S. P., O’Leary, N., Mitchell, M. J., et Riley, J. T. (2006). The impact of storm events on solute exports from a glaciated forested watershed in western new york, usa. *Hydrological Processes*, 20(16) :3423–3439.
- Jasiewicz, J. et Metz, M. (2011). A new grass gis toolkit for hortonian analysis of drainage networks. *Computers & Geosciences*, 37(8) :1162–1173.
- Jencso, K. G., McGlynn, B. L., Gooseff, M. N., Wondzell, S. M., Bencala, K. E., et Marshall, L. A. (2009). Hydrologic connectivity between landscapes and streams : Transferring reach- and plot-scale understanding to the catchment scale. *Water Resources Research*, 45(4).
- Jiang, R., Hatano, R., Hill, R., Kuramochi, K., Jiang, T., et Zhao, Y. (2015). Water connectivity in hillslope of uplandriparian zone and the implication for stream nitrate-n export during rain events in an agricultural and forested watershed. *Environmental Earth Sciences*, 74(5) :4535–4547.
- Jiang, S., Jomaa, S., et Rode, M. (2013). Modelling inorganic nitrogen leaching in nested mesoscale catchments in central germany. *Ecohydrology*, 7(5) :1345–1362.

- Johnson, N. M., Likens, G. E., Bormann, F. H., Fisher, D. W., et Pierce, R. S. (1969). A working model for the variation in stream water chemistry at the hubbard brook experimental forest, new hampshire. *Water Resources Research*, 5(6) :1353–1363.
- Karlinger, M. et Troutman, B. (1985). Assessment of the instantaneous unit hydrograph derived from the theory of topologically random networks. *Water Resources Research*, 21(11) :1693–1702.
- Karlsen, R. H., Seibert, J., Grabs, T., Laudon, H., Blomkvist, P., et Bishop, K. (2016). The assumption of uniform specific discharge : unsafe at any time? *Hydrological Processes*, 30(21) :3978–3988.
- Kennard, M. J., Pusey, B. J., Olden, J. D., Mackay, S. J., Stein, J. L., et Marsh, N. (2010). Classification of natural flow regimes in australia to support environmental flow management. *Freshwater Biology*, 55(1) :171–193.
- Köhler, S., Buffam, I., Jonsson, A., et Bishop, K. (2002). Photochemical and microbial processing of stream and soilwater dissolved organic matter in a boreal forested catchment in northern sweden. *Aquatic Sciences*, 64(3) :269–281.
- Killick, R., Fearnhead, P., et Eckley, I. A. (2012). Optimal detection of changepoints with a linear computational cost. *Journal of the American Statistical Association*, 107(500) :1590–1598.
- Kirchner, J. W. (1993). Statistical inevitability of horton’s laws and the apparent randomness of stream channel networks. *Geology*, 21(7) :591–594.
- Kirchner, J. W. (2003). A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*, 17(4) :871–874.
- Kirchner, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons : Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3).
- Kirkby, M. (1969). Infiltration, throughflow and overland flow. *Water, earth and man*, pages 215–227.
- Kirkby, M. (1976). Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes*, 1(3) :197–212.
- Kirkby, M. (1978). *Hillslope hydrology*. Landscape systems. Wiley.
- Klemes, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1) :13–24.
- Krause, P., Boyle, D., et Båse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in geosciences*, 5 :89–97.
- Krysanova, V., Hattermann, F., et Wechsung, F. (2005). Development of the ecohydrological model swim for regional impact studies and vulnerability assessment. *Hydrological Processes*, 19(3) :763–783.

- Kuglerova, L., Agren, A., Jansson, R., et Laudon, H. (2014). Towards optimizing riparian buffer zones : Ecological and biogeochemical implications for forest management. *Forest Ecology and Management*, 334 :74–84.
- Lambert, T., PiersonWickmann, A., Gruau, G., Jaffrezic, A., Petitjean, P., Thibault, J., et Jeanneau, L. (2013). Hydrologically driven seasonal changes in the sources and production mechanisms of dissolved organic carbon in a small lowland catchment. *Water Resources Research*, 49(9) :5792–5803.
- Larsen, J. E., Sivapalan, M., Coles, N. A., et Linnet, P. E. (1994). Similarity analysis of runoff generation processes in real-world catchments. *Water Resources Research*, 30(6) :1641–1652.
- Lavabre, J. et Arnaud, P. (2010). *Estimation de l'aléa pluvial en France métropolitaine*. Editions Quae.
- LeCam, L. (1961). A stochastic description of precipitation, paper presented at 4th berkeley symposium on mathematical statistics and probability. *Univ. of Calif., Berkeley*.
- Lee, B. S. et Lajtha, K. (2016). Hydrologic and forest management controls on dissolved organic matter characteristics in headwater streams of old-growth forests in the oregon cascades. *Forest Ecology and Management*, 380 :11–22.
- Leopold, L. B. et Maddock, T. (1953). *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, volume 252. US Government Printing Office.
- Li, L., Bao, C., Sullivan, P. L., Brantley, S., Shi, Y., et Duffy, C. (2018). Understanding watershed hydrogeochemistry : 2. synchronized hydrological and geochemical processes drive stream chemostatic behavior. *Water Resources Research*, 53(3) :2346–2367.
- Li, M., del Giorgio, P. A., Parkes, A. H., et Prairie, Y. T. (2015). The relative influence of topography and land cover on inorganic and organic carbon exports from catchments in southern quebec, canada. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 120(12) :2562–2578.
- Lidman, F., Kohler, S. J., Morth, C.-M., et Laudon, H. (2014). Metal transport in the boreal landscape - the role of wetlands and the affinity for organic matter. *Environmental science & technology*, 48(7) :3783–3790.
- Lienhard, J. H. (1964). A statistical mechanical prediction of the dimensionless unit hydrograph. *Journal of geophysical research*, 69(24) :5231–5238.
- Lintern, A., Webb, J., Ryu, D., Liu, S., Bende-Michl, U., Waters, D., Leahy, P., Wilson, P., et Western, A. (2018a). Key factors influencing differences in stream water quality across space. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, 5(1) :e1260.
- Lintern, A., Webb, J. A., Ryu, D., Liu, S., Waters, D., Leahy, P., BendeMichl, U., et Western, A. W. (2018b). What are the key catchment characteristics affecting spatial differences in riverine water quality? *Water Resources Research*.

- Liu, Y. et Gupta, H. V. (2007). Uncertainty in hydrologic modeling : Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resources Research*, 43(7).
- Lovejoy, S. et Schertzer, D. (1985). Generalized scale invariance in the atmosphere and fractal models of rain. *Water Resources Research*, 21(8) :1233–1250.
- Lvovich, M. (1979). World water resources, present and future. *GeoJournal*, 3(5) :423–433.
- Maher, K. (2011). The role of fluid residence time and topographic scales in determining chemical fluxes from landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(1-2) :48–58.
- Maidment, D., Olivera, F., Calver, A., Eatherall, A., et Fraczek, W. (1996). Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field. *Hydrological processes*, 10(6) :831–844.
- Mandelbrot, B. (1967). How long is the coast of britain ? statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, 156(3775) :636–638.
- Marsily, G. d. (1995). Leau. *Paris : Dominos Flammarion*.
- Matheron, G. (1962). *Traité de géostatistique appliquée. 1 (1962)*, volume 1. Editions Technip.
- McAlister, D. (1879). The law of the geometric mean. *Proceedings of the Royal Society of London*, 29 :367–376.
- McClain, M. E., Boyer, E. W., Dent, C. L., Gergel, S. E., Grimm, N. B., Groffman, P. M., Hart, S. C., Harvey, J. W., Johnston, C. A., Mayorga, E., McDowell, W. H., et Pinay, G. (2003). Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems. *Ecosystems*, 6(4) :301–312.
- McDonnell, J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., Hinz, C., Hooper, R., Kirchner, J., Roderick, M., et al. (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity : A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*, 43(7).
- McDonnell, J. J. et Woods, R. (2004). On the need for catchment classification. *Journal of Hydrology*, 299 :2–3.
- McGlynn, B., McDonnell, J., Stewart, M., et Seibert, J. (2003). On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time. *Hydrological Processes*, 17(1) :175–181.
- McGlynn, B. L. et McDonnell, J. J. (2003). Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. *Water Resources Research*, 39(11).
- McGuire, K. J., McDonnell, J. J., Weiler, M., Kendall, C., McGlynn, B. L., Welker, J. M., et Seibert, J. (2005). The role of topography on catchment-scale water residence time. *Water Resources Research*, 41(5) :W05002.

- McKay, M. D., Beckman, R. J., et Conover, W. J. (1979). Comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics*, 21(2) :239–245.
- McNamara, J. P., Chandler, D., Seyfried, M., et Achet, S. (2005). Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment. *Hydrological Processes : An International Journal*, 19(20) :4023–4038.
- MEEM (2016). Guide technique relatif à l'évaluation de l'état des eaux de surface continentales. Technical report, Etat Français. Ministère de l'Environnement de l'Energie et de la Mer.
- Melland, A., Fenton, O., et Jordan, P. (2018). Effects of agricultural land management changes on surface water quality : A review of meso-scale catchment research. *Environmental science & policy*, 84 :19–25.
- Mengistu, S. G., Creed, I. F., Webster, K. L., Enanga, E., et Beall, F. D. (2014). Searching for similarity in topographic controls on carbon, nitrogen and phosphorus export from forested headwater catchments. *Hydrological Processes*, 28(8) :3201–3216.
- Menke, W. (1989). *Geophysical data analysis : Discrete inverse theory*, volume 45 of *Academic press, INC. Harcourt Brace Jovanovich Ed.*
- Meybeck, M. et Moatar, F. (2012). Daily variability of river concentrations and fluxes : indicators based on the segmentation of the rating curve. *Hydrological Processes*, 26(8) :1188–1207.
- Minaudo, C. (2015). *Analyse et modélisation de l'eutrophisation de la Loire*. PhD thesis, Université François Rabelais.
- Minaudo, C., Curie, F., Jullian, Y., Gassama, N., et Moatar, F. (2018). Qual-net, a high temporal-resolution eutrophication model for large hydrographic networks. *Biogeosciences*, 15 :2251–2269.
- Moatar, F., Abbott, B. W., Minaudo, C., Curie, F., et Pinay, G. (2017). Elemental properties, hydrology, and biology interact to shape concentration-discharge curves for carbon, nutrients, sediment, and major ions. *Water Resources Research*, 53(2) :1270–1287.
- Molenat, J., Gascuel-Oudou, C., Ruiz, L., et Gruau, G. (2008). Role of water table dynamics on stream nitrate export and concentration in agricultural headwater catchment (france). *Journal of Hydrology*, 348(3-4) :363–378.
- Montanari, A. et Brath, A. (2004). A stochastic approach for assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations. *Water Resources Research*, 40(1).
- 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., Schaefli, 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., et Belyaev, V. (2013). Panta rhei everything flows : Change in hydrology and society, the iahs scientific decade 20132022. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6) :1256–1275.
- Montgomery, D. R. (1998). Fractal river basins : Chance and self-organization. *Nature*, 396(6711) :536–536.
- Montgomery, D. R. et Dietrich, W. E. (1994). *Landscape dissection and drainage area-slope thresholds*, volume 221246. Process Models and Theoretical Geomorphology.
- Montgomery, D. R. et Foufoula-Georgiou, E. (1993). Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, 29 :3925–3934.
- Montreuil, O. (2008). *Relation entre l'ordre des bassins versants, l'organisation spatiale et le fonctionnement hydrologique et hydrochimique des zones humides riveraines*. PhD thesis, Agro-campus Ouest.
- Montreuil, O., Cudennec, C., et Merot, P. (2011). Contrasting behaviour of two riparian wetlands in relation to their location in the hydrographic network. *Journal of Hydrology*, 406(1-2) :39–53.
- Moon, S., Chamberlain, C., et Hilley, G. (2014). New estimates of silicate weathering rates and their uncertainties in global rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 134 :257–274.
- Moore, T. R. (1997). Dissolved organic carbon : sources, sinks, and fluxes and role in the soil carbon cycle. *Soil processes and the carbon cycle*, 11 :281.
- Moquet, J.-S., Guyot, J.-L., Crave, A., Viers, J., Filizola, N., Martinez, J.-M., Oliveira, T. C., Sanchez, L. S. H., Lagane, C., Casimiro, W. S. L., et al. (2016). Amazon river dissolved load : temporal dynamics and annual budget from the andes to the ocean. *Environmental Science and Pollution Research*, 23(12) :11405–11429.
- Morel, B., Durand, P., Jaffrezic, A., Gruau, G., et Molenat, J. (2009). Sources of dissolved organic carbon during stormflow in a headwater agricultural catchment. *Hydrological Processes*, 23(20) :2888–2901.
- Mourier, B., Walter, C., et Merot, P. (2008). Soil distribution in valleys according to stream order. *Catena*, 72(3) :395–404.
- Moussa, R. (1998). Geomorphological transfer function calculated from digital elevation models for distributed hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 11(5) :429–449.
- Moussa, R. (2002). On morphometric properties of basins, scale effects and hydrological response. *Hydrological Processes*, 17(1) :33–58.
- Moussa, R. (2008a). Effect of channel network topology, basin segmentation and rainfall spatial distribution on the geomorphologic instantaneous unit hydrograph transfer function. *Hydrological Processes : An International Journal*, 22(3) :395–419.

- Moussa, R. (2008b). What controls the width function shape, and can it be used for channel network comparison and regionalization? *Water Resources Research*, 44(8).
- Muleta, M. K. (2012). A formal, bayesian approach for uncertainty analysis of a watershed model.
- Mulholland, P. J. (1992). Regulation of nutrient concentrations in a temperate forest stream : roles of upland, riparian, and instream processes. *Limnology and oceanography*, 37(7) :1512–1526.
- Musy, A. et Higy, C. (2004). *Hydrologie : Une science de la nature*. Collection Gérer l'environnement. Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Nash, J. (1957). The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology, Publ*, 3 :114–121.
- Nash, J. (1959). Systematic determination of unit hydrograph parameters. *Journal of Geophysical Research*, 64(1) :111–115.
- Nash, J. E. et Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part i a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3) :282–290.
- Oehler, F., Durand, P., Bordenave, P., Saadi, Z., et Salmon-Monviola, J. (2009). Modelling denitrification at the catchment scale. *Science of The Total Environment*, 407(5) :1726 – 1737.
- Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C., et Michel, C. (2006). Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. *Water Resources Research*, 42(7).
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., et Le Moine, N. (2008). Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments : A comparison of regionalization approaches based on 913 french catchments. *Water Resources Research*, 44(3) :15.
- Parajka, J., Merz, R., et Blöschl, G. (2005). A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(3) :157–171.
- Patil, S. et Stieglitz, M. (2011). Hydrologic similarity among catchments under variable flow conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3) :989–997.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., et McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the köppen-geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5) :1633–1644.
- Pella, H., Lejot, J., Lamouroux, N., et Snelder, T. (2012). The theoretical hydrographical network (rht) for france and its environmental attributes. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, (3) :317–336.
- Peralta-Tapia, A., Sponseller, R. A., Ågren, A., Tetzlaff, D., Soulsby, C., et Laudon, H. (2015). Scale-dependent groundwater contributions influence patterns of winter baseflow stream

- chemistry in boreal catchments. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 120(5) :847–858.
- Perrin, C., Michel, C., et Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance ? comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3-4) :275–301.
- Peters, N., Reynolds, B., et Johnes, P. (2007). Uncertainty of water-quality predictions in ungauged basins (pubs). *IAHS Publication*, 105(2) :63–73.
- Petit, K. et Michon, J. (2015). L'état des eaux de surface et des eaux souterraines. Technical Report 12, Eaufrance.
- Phillips, J. D. (1992). Delivery of upper-basin sediment to the lower neuse river, north carolina, usa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(7) :699–709.
- Pilgrim, D. (1976). Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed. *Water Resources Research*, 12(3) :487–496.
- Pilgrim, D. H. (1977). Isochrones of travel time and distribution of flood storage from a tracer study on a small watershed. *Water Resources Research*, 13(3) :587–595.
- Pinay, G. et Decamps, H. (1988). The role of riparian woods in regulating nitrogen fluxes between the alluvial aquifer and surface water : a conceptual model. *Regulated Rivers : Research & Management*, 2(4) :507–516.
- Pinder, G. F. et Jones, J. F. (1969). Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, 5(2) :438–445.
- Pomeroy, J., Spence, C., et Whitfield, P. (2013). *Putting prediction in ungauged basins into practice*, volume 38 of *Canadian Water Resources Association*. Alberta.
- Poncelet, C. (2016). *Du bassin au paramètre : jusqu'où peut-on régionaliser un modèle hydrologique conceptuel?* PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. Thèse de doctorat dirigée par Andréassian, Vazken et Oudin, Ludovic Hydrologie Paris 6 2016.
- Pratt, B. et Chang, H. (2012). Effects of land cover, topography, and built structure on seasonal water quality at multiple spatial scales. *Journal of Hazardous Materials*, 209-210 :48 – 58.
- Pringle, C. (2003). What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important? *Hydrological Processes*, 17(13) :2685–2689.
- Pringle, C. M. (2001). Hydrologic connectivity and the management of biological reserves : a global perspective. *Ecological Applications*, 11(4) :981–998.
- Reidy Liermann, C. A., Olden, J. D., Beechie, T. J., Kennard, M. J., Skidmore, P. B., Konrad, C. P., et Imaki, H. (2012). Hydrogeomorphic classification of washington state rivers to support emerging environmental flow management strategies. *River Research and Applications*, 28(9) :1340–1358.

- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5) :318–333.
- Rigon, R., Bancheri, M., Formetta, G., et de Lavenne, A. (2016). The geomorphological unit hydrograph from a historical-critical perspective. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(1) :27–37.
- Rinaldo, A., Marani, A., et Rigon, R. (1991). Geomorphological dispersion. *Water Resources Research*, 27(4) :513–525.
- Robertson, A. et Wood, P. (2010). Ecology of the hyporheic zone : origins, current knowledge and future directions. *Fundamental and Applied Limnology*, 176(4) :279–289.
- Robinson, J. S. et Sivapalan, M. (1995). Catchment-scale runoff generation model by aggregation and similarity analyses. *Hydrological Processes*, 9(5-6) :555–574.
- Robinson, J. S., Sivapalan, M., et Snell, J. D. (1995). On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. *Water Resources Research*, 31(12) :3089–3101.
- Rodríguez-Iturbe, I., Devoto, G., et Valdés, J. B. (1979). Discharge response analysis and hydrologic similarity : The interrelation between the geomorphologic iuh and the storm characteristics. *Water Resources Research*, 15(6) :1435–1444.
- Rodríguez-Iturbe, I. et Valdés, J. B. (1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, 15(6) :1409–1420.
- Rodriguez, J. (1989). Modélisation pluie-débit par la méthode dpft : développements de la méthode initiale et extension à des cas bi-entrées. *Thèse de l'Université de Grenoble (France)*, page 250.
- Sanford, S. E., Creed, I. F., Tague, C. L., Beall, F. D., et Buttle, J. M. (2007). Scale-dependence of natural variability of flow regimes in a forested landscape. *Water Resources Research*, 43(8).
- SAS, U. (2018). Ore agrhys.
- Sayama, T. et McDonnell, J. J. (2009). A new time-space accounting scheme to predict stream water residence time and hydrograph source components at the watershed scale. *Water Resources Research*, 45(7).
- Sayama, T., McDonnell, J. J., Dhakal, A., et Sullivan, K. (2011). How much water can a watershed store? *Hydrological Processes*, 25(25) :3899–3908.
- Scheidegger, A. E. (1968). *Horton's Law of Stream Numbers*, volume 4.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at perth amboy, new jersey. *Geological society of America bulletin*, 67(5) :597–646.

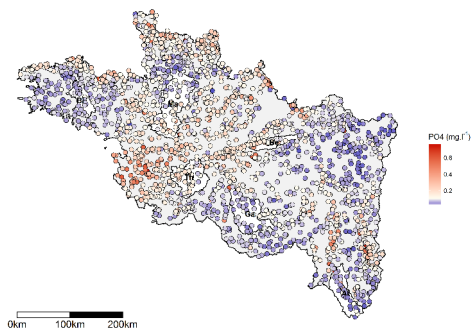
- Schwarz, G. (1978). Estimating the dimension of a model. *The Annals of Statistics*, 6(2) :461–464.
- Seiller, G., Roy, R., et Anctil, F. (2017). Influence of three common calibration metrics on the diagnosis of climate change impacts on water resources. *Journal of Hydrology*, 547 :280–295.
- Shaman, J., Stieglitz, M., et Burns, D. (2004). Are big basins just the sum of small catchments? *Hydrological Processes*, 18(16) :3195–3206.
- Shannon, C. E. (1948). A mathematical theory of communication. 27(3) :423.
- Sherman, L. K. (1932). Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. News Record*, 108 :501–505.
- Shreve, R. L. (1966). Statistical law of stream numbers. *The Journal of Geology*, 74(1) :17–37.
- Shreve, R. L. (1969). Stream lengths and basin areas in topologically random channel networks. *The Journal of Geology*, 77(4) :397–414.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Merz, R., et Gutknecht, D. (2005). Linking flood frequency to long-term water balance : Incorporating effects of seasonality. *Water Resources Research*, 41(6).
- 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., et Zehe, E. (2003). Iahs decade on predictions in ungauged basins (pub), 2003-2012 : Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48(6) :857–880.
- Skøien, J. O., Blöschl, G., Laaha, G., Pebesma, E., Parajka, J., et Viglione, A. (2014). rtop : An r package for interpolation of data with a variable spatial support, with an example from river networks. *Computers & Geosciences*, 67 :180–190.
- Skøien, J. O., Merz, R., et Blöschl, G. (2006). Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(2) :277–287.
- Smith, R. A., Schwarz, G. E., et Alexander, R. B. (1997). Regional interpretation of water-quality monitoring data. *Water resources research*, 33(12) :2781–2798.
- Snell, J. D. et Sivapalan, M. (1994). On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph. *Water Resources Research*, 30(7) :2311–2323.
- Spence, C. et Woo, M.-k. (2003). Hydrology of subarctic canadian shield : soil-filled valleys. *Journal of Hydrology*, 279(1-4) :151–166.
- Squidant, H., Bera, R., Arousseau, P., et Cudennec, C. (2015). *Online watershed boundary delineation : sharing models through Spatial Data Infrastructures*, volume 368 of *IAHS Publication*, pages 144–149. Int Assoc Hydrological Sciences, Wallingford.

- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11) :1117.
- Strömqvist, J., Arheimer, B., Dahné, J., Donnelly, C., et Lindström, G. (2012). Water and nutrient predictions in ungauged basins : set-up and evaluation of a model at the national scale. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2) :229–247.
- Surkan, A. J. (1969). Synthetic hydrographs : effects of network geometry. *Water Resources Research*, 5(1) :112–128.
- Szilagyi, J. et Parlange, M. B. (1999). A geomorphology-based semi-distributed watershed model. *Advances in Water Resources*, 23(2) :177–187.
- Tansley, A. G. (1911). *Types of British vegetation*. University Press.
- Tarantola, A. et Valette, B. (1982). Inverse problems= quest for information. *Journal of Geophysics*, 50(3) :150–170.
- Tauro, F., Selker, J., van de Giesen, N., Abrate, T., Uijlenhoet, R., Porfiri, M., Manfreda, S., Caylor, K., Moramarco, T., Benveniste, J., Ciruolo, G., Estes, L., Domeneghetti, A., Perks, M. T., Corbari, C., Rabiei, E., Ravazzani, G., Bogena, H., Harfouche, A., Brocca, L., Maltese, A., Wickert, A., Tarpanelli, A., Good, S., Lopez Alcala, J. M., Petroselli, A., Cudennec, C., Blume, T., Hut, R., et Grimaldi, S. (2018). Measurements and observations in the xxi century (moxxi) : innovation and multi-disciplinarity to sense the hydrological cycle. *Hydrological Sciences Journal*, 63(2) :169–196.
- Team, G. D. (2018). Geographic resources analysis support system (grass gis) software.
- Temnerud, J., Seibert, J., Jansson, M., et Bishop, K. (2007). Spatial variation in discharge and concentrations of organic carbon in a catchment network of boreal streams in northern sweden. *Journal of Hydrology*, 342(1-2) :72–87.
- Tetzlaff, D., Seibert, J., McGuire, K. J., Laudon, H., Burns, D. A., Dunn, S. M., et Soulsby, C. (2009). How does landscape structure influence catchment transit time across different geomorphic provinces? *Hydrological Processes*, 23(6) :945–953.
- Thomas, Z., Abbott, B. W., Troccaz, O., Baudry, J., et Pinay, G. (2016). Proximate and ultimate controls on carbon and nutrient dynamics of small agricultural catchments. *Biogeosciences*, 13(6) :1863–1875.
- Torres, M. A., Baronas, J. J., Clark, K. E., Feakins, S. J., et West, A. J. (2017). Mixing as a driver of temporal variations in river hydrochemistry : 1. insights from conservative tracers in the andes-a mazon transition. *Water Resources Research*, 53(4) :3102–3119.
- Torres, M. A., West, A. J., et Clark, K. E. (2015). Geomorphic regime modulates hydrologic control of chemical weathering in the andes–amazon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 166 :105–128.

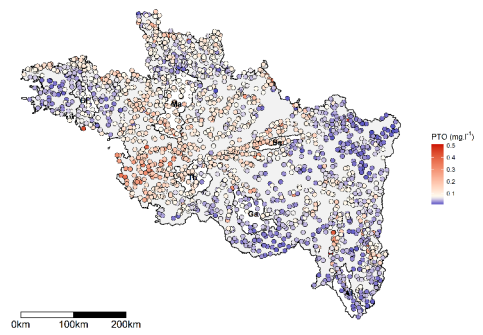
- Trancoso, R., Larsen, J. R., McAlpine, C., McVicar, T. R., et Phinn, S. (2016). Linking the budyko framework and the dunne diagram. *Journal of Hydrology*, 535 :581–597.
- Tromp-van Meerveld, H. et McDonnell, J. (2006). Threshold relations in subsurface stormflow : 2. the fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, 42(2).
- Troutman, B. M. et Karlinger, M. R. (1985). Unit hydrograph approximations assuming linear flow through topologically random channel networks. *Water Resources Research*, 21(5) :743–754.
- Tunaley, C., Tetzlaff, D., et Soulsby, C. (2017). Scaling effects of riparian peatlands on stable isotopes in runoff and doc mobilisation. *Journal of Hydrology*, 549 :220–235.
- Uchida, T. et Asano, Y. (2010). Spatial variability in the flowpath of hillslope runoff and streamflow in a meso-scale catchment. *Hydrological Processes*, 24(16) :2277–2286.
- Uchida, T., Asano, Y., Onda, Y., et Miyata, S. (2005). Are headwaters just the sum of hillslopes? *Hydrological Processes*, 19(16) :3251–3261.
- USDA-SCS (2004). *National Engineering Handbook Hydrology*, chapter Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall.
- Valdes, J. B., Fiallo, Y., et Rodriguez-Iturbe, I. (1979). A rainfall-runoff analysis of the geomorphologic iuh. *Water Resources Research*, 15(6) :1421–1434.
- Vaughan, M. C. H., Bowden, W. B., Shanley, J. B., Vermilyea, A., Sleeper, R., Gold, A. J., Pradhanang, S. M., Inamdar, S. P., Levia, D. F., Andres, A. S., Birgand, F., et Schroth, A. W. (2017). Highfrequency dissolved organic carbon and nitrate measurements reveal differences in storm hysteresis and loading in relation to land cover and seasonality. *Water Resources Research*, 53(7) :5345–5363.
- Velthof, G., Oudendag, D., Witzke, H., Asman, W., Klimont, Z., et Oenema, O. (2009). Integrated assessment of nitrogen losses from agriculture in eu-27 using miterra-europe. *Journal of Environmental Quality*, 38(2) :402–417.
- Viaud, V., Merot, P., et Baudry, J. (2004). Hydrochemical buffer assessment in agricultural landscapes : from local to catchment scale. *Environmental Management*, 34(4) :559–73.
- Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., et Woods, R. (2007). Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography Compass*, 1(4) :901–931.
- Wang, D. et Wu, L. (2012). Similarity between runoff coefficient and perennial stream density in the budyko framework. *Hydrology & Earth System Sciences*, 9(6).
- Ward, J. V. (1997). An expansive perspective of riverine landscapes : pattern and process across scales. *GAIA-Ecological Perspectives for Science and Society*, 6(1) :52–60.

- Wasson, J.-G., Chandesris, A., Pella, H., et Blanc, L. (2002). Les hydro-écorégions de France métropolitaine approche régionale de la typologie des eaux courantes et éléments pour la définition des peuplements de référence d'invertébrés. Technical report, Cemagref.
- Waymire, E. et Gupta, V. K. (1981). The mathematical structure of rainfall representations : 1. a review of the stochastic rainfall models. *Water resources research*, 17(5) :1261–1272.
- Wellen, C., Kamran-Disfani, A.-R., et Arhonditsis, G. (2015). Evaluation of the current state of distributed watershed nutrient water quality modeling. *Environmental Science & Technology*, 49.
- Whitehead, P. G., Wilson, E., et Butterfield, D. (1998). A semi-distributed integrated nitrogen model for multiple source assessment in catchments (inca) : Part I model structure and process equations. *Science of the Total Environment*, 210 :547–558.
- Winter, T. C. (2001). The concept of hydrological landscapes 1. *Journal of the American Water Resources Association*, 37(2) :335–349.
- Wit, M. d. (2001). Nutrient fluxes at the river basin scale. I : the polflow model. *Hydrological processes*, 15(5) :743–759.
- Wolock, D. M., Fan, J., et Lawrence, G. B. (1997). Effects of basin size on low-flow stream chemistry and subsurface contact time in the Neversink river watershed, New York. *Hydrological Processes*, 11(9) :1273–1286.
- Wolock, D. M. et McCabe, G. J. (1999). Explaining spatial variability in mean annual runoff in the conterminous United States. *Climate Research*, 11(2) :149–159.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K., et Band, L. (1988). Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 102(1-4) :29–47.
- Woods, R., Sivapalan, M., et Duncan, M. (1995). Investigating the representative elementary area concept : An approach based on field data. *Hydrological Processes*, 9(3-4) :291–312.
- Wriedt, G., Spindler, J., Neef, T., Meißner, R., et Rode, M. (2007). Groundwater dynamics and channel activity as major controls of in-stream nitrate concentrations in a lowland catchment system? *Journal of Hydrology*, 343(3-4) :154–168.
- Xu, X., Yang, D., et Sivapalan, M. (2012). Assessing the impact of climate variability on catchment water balance and vegetation cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(1) :43–58.
- Zimmer, M. A., Bailey, S. W., McGuire, K. J., et Bullen, T. D. (2012). Fine scale variations of surface water chemistry in an ephemeral to perennial drainage network. *Hydrological Processes*, 27(24) :3438–3451.

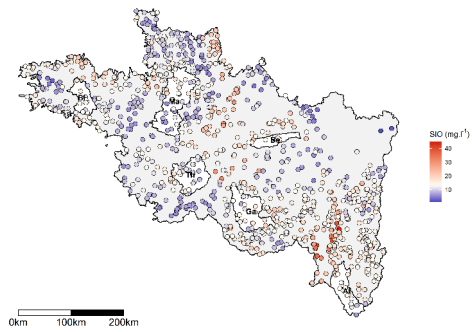
Annexe **A**



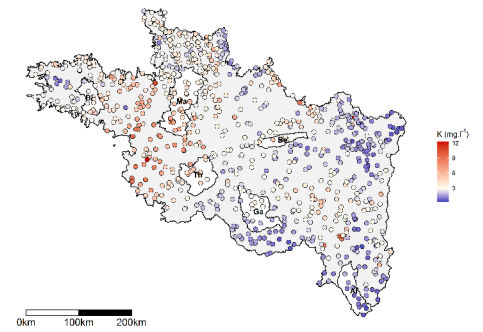
(a) Orthophosphate



(b) Phosphore total



(c) Silice



(d) Potassium

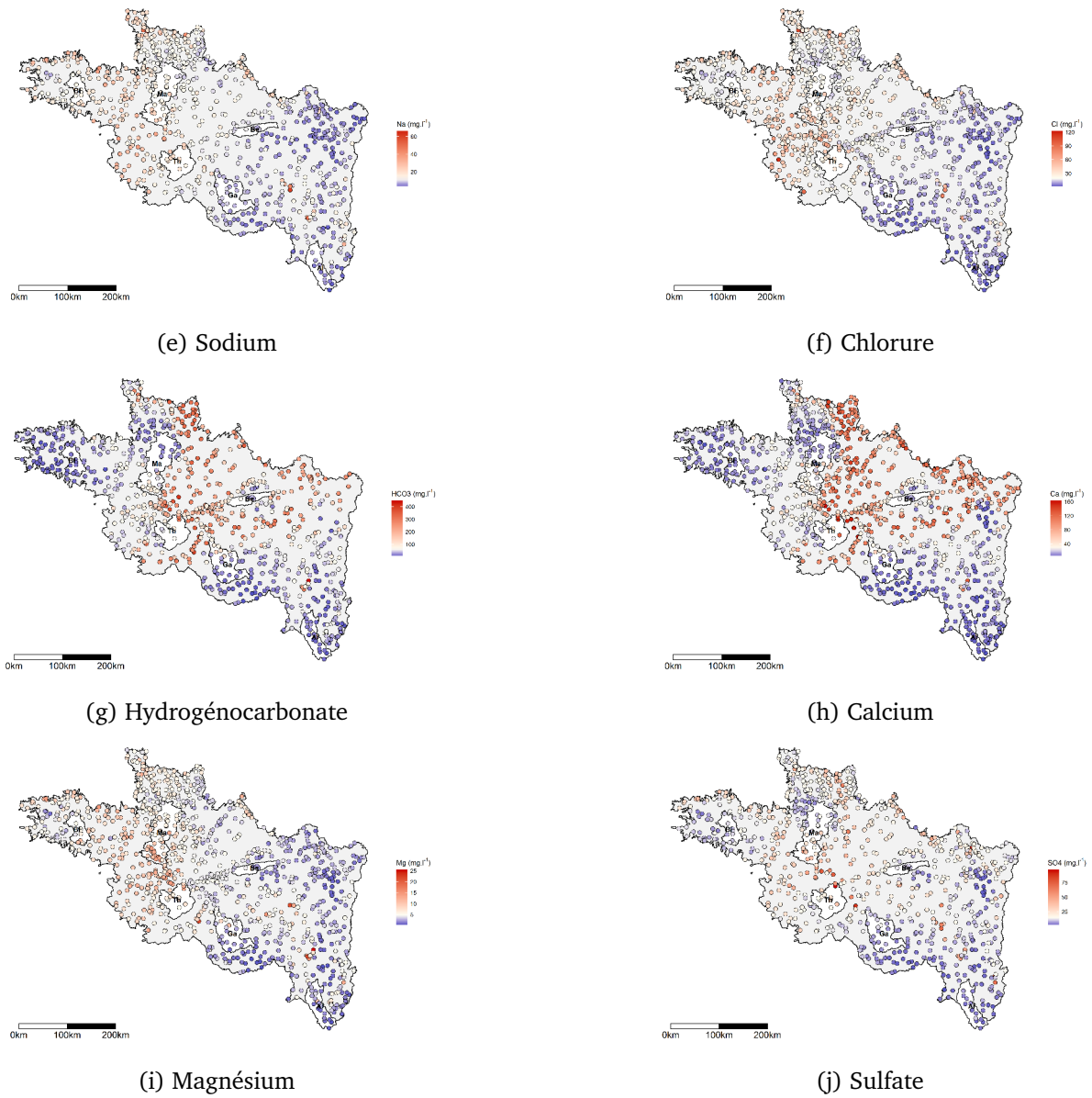
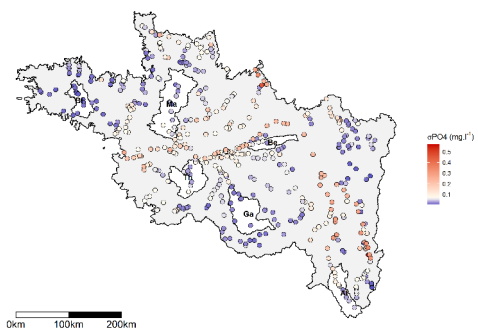
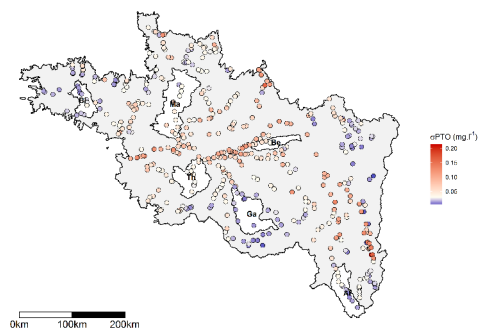


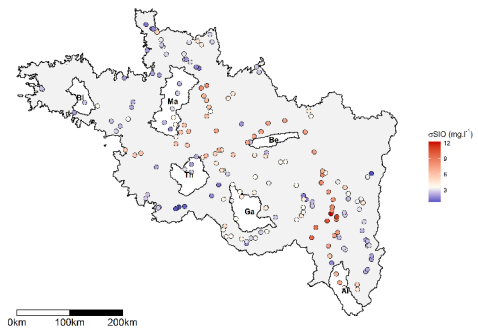
FIGURE A.2 – Répartition spatiale des concentrations moyennes hivernales inter-annuelles. Les bassins versants emblématiques sont également représentés et illustrent bien leur particularité hydrochimique.



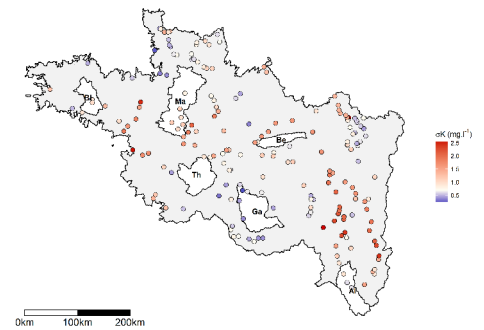
(a) Orthophosphate



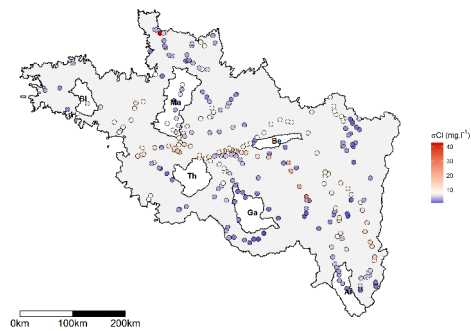
(b) Phosphore total



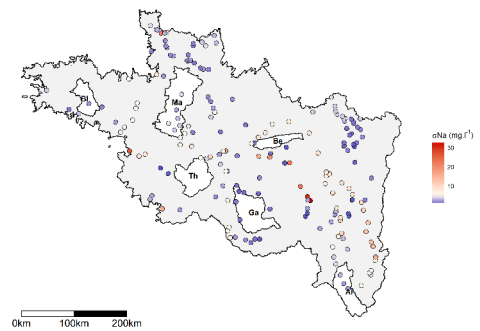
(c) Silice



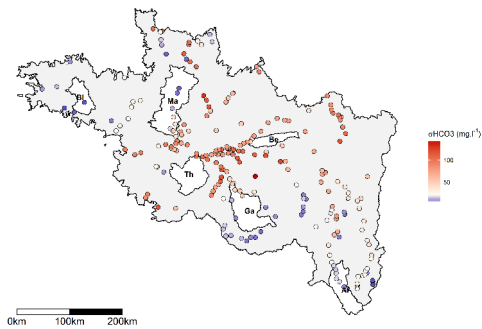
(d) Potassium



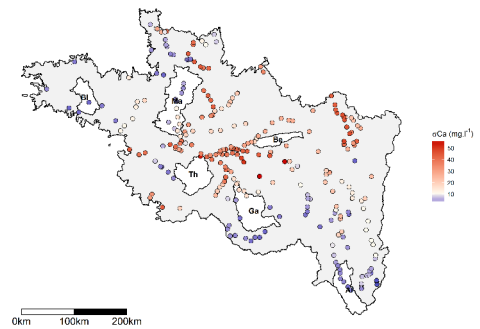
(e) Chlorure



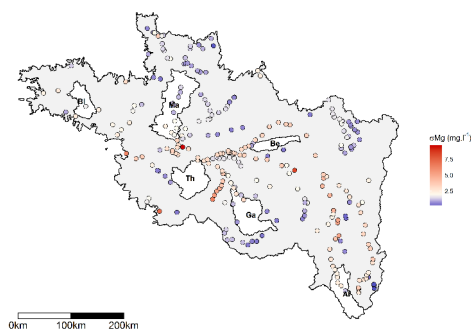
(f) Sodium



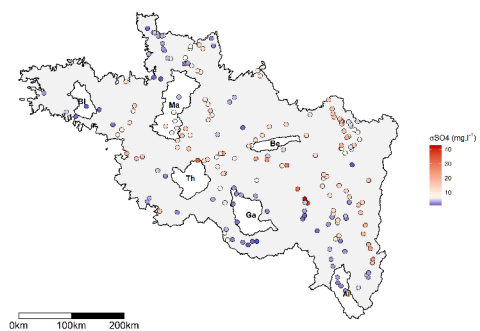
(g) Hydrogénocarbonate



(h) Calcium

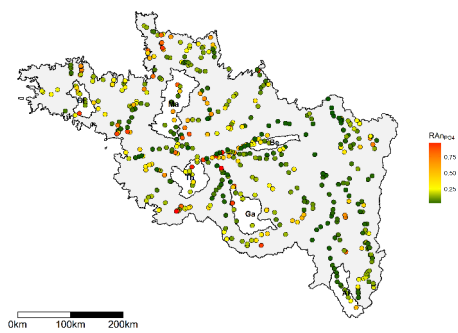


(i) Magnésium

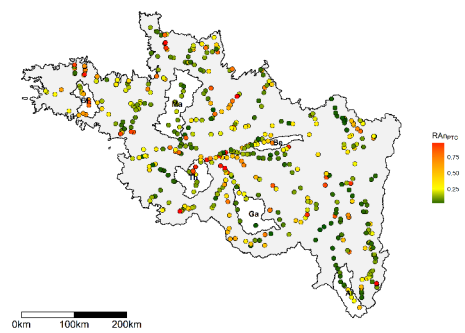


(j) Sulfate

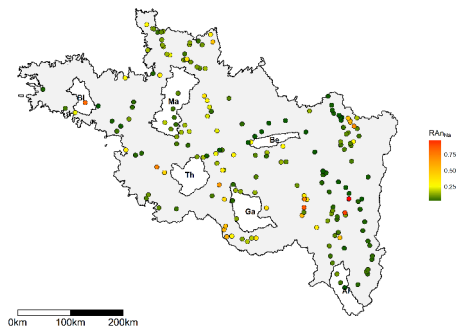
FIGURE A.3 – Répartition spatiale de l'indice de variabilité hydrochimique et positionnement des bassins versants emblématiques.



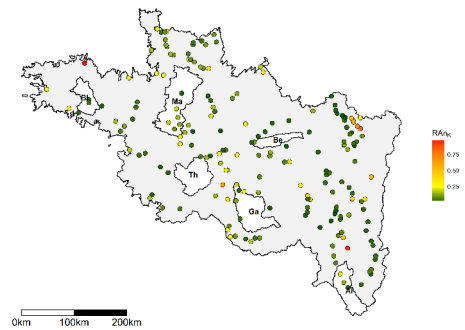
(a) Orthophosphate



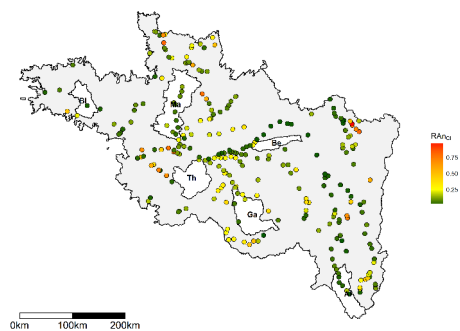
(b) Phosphore total



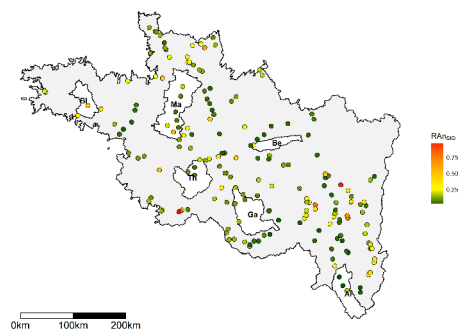
(c) Sodium



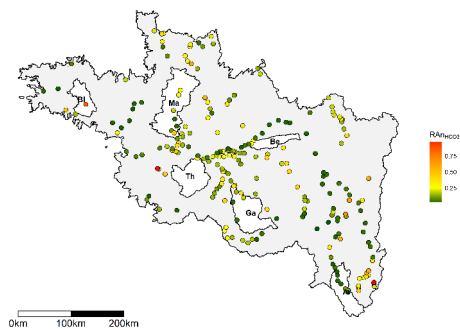
(d) Potassium



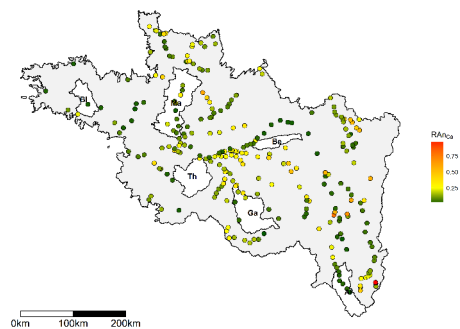
(e) Chlorure



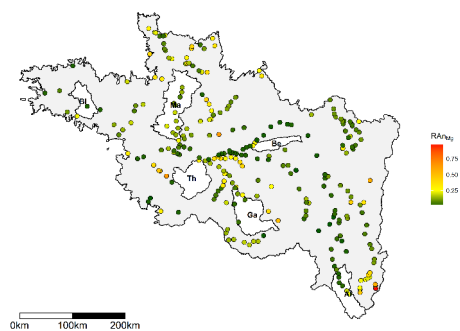
(f) Silice



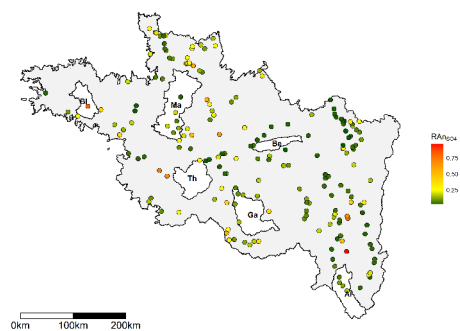
(g) Hydrogénocarbonate



(h) Calcium



(i) Magnésium



(j) Sulfate

FIGURE A.4 – Répartition spatiale de l'Aire Représentative normalisée et des bassins versants emblématiques.

Titre : Analyse des effets d'échelle, d'organisation spatiale et de structuration géomorphologique pour la modélisation des débits et de flux hydrochimiques en bassins non jaugés

Mots clés : hydrologie, géomorphologie, bassin non-jaugé, similarité, carbone, nitrate

Résumé : La connaissance des dynamiques hydrologiques et du transport chimique associé est indispensable à la mise en place de stratégies de gestion de l'eau et du territoire, mais elle est difficile à consolider pour tous les exutoires de bassins versants porteurs d'enjeux car ils sont souvent « non-jaugés ». A partir d'un hydrogramme observé à l'exutoire d'un bassin jaugé, l'inversion d'un modèle hydrologique à base géomorphologique rend possible la transposition de la variable pluie nette, indépendante d'échelle, vers un bassin non-jaugé pour y simuler son hydrogramme. Cette méthode de "transposition d'hydrogramme", est appliquée en régime pluvio-nival sur 21 bassins Québécois. Le succès de la simulation pour le couple de bassins « jaugé » et « non-jaugé » est conditionné par la similarité hydrologique de ces derniers.

A partir d'une analyse spectral sur les données Françaises, nous observons que la composition chimique de l'eau est susceptible de révéler cette similarité. Des groupes de bassins versants se démarquent par une homogénéité / hétérogénéité spatiale des *faciès* de concentrations, et de l'aire à partir de laquelle est observée la stabilisation de ce *faciès*. Cette hypothèse est ensuite validée grâce à la transposition avec succès sur six bassins de méso-échelle des hydrogrammes et des relations concentration-débit (CQ), les meilleurs résultats étant obtenus lorsque le couple respecte une similarité hydrochimique. Enfin, le couplage des hydrogrammes et des relations CQ a permis de prédire efficacement, grâce au principe de similarité, les flux en bassin versant non-jaugé, au pas de temps de 15 minutes.

Title : Scaling, spatial organization and geomorphologic structure analysis for the simulation of hydrological and hydrochemical fluxes in ungauged catchment

Keywords : hydrology, geomorphology, ungauged catchment, similarity, carbon, nitrate

Abstract : The knowledge of hydrological and hydrochemical dynamics is essential for policy makers to develop appropriate policies of remediation, but this goal is hard to achieve in « ungauged catchments ». Through the inversion of a geomorphology-based hydrological modelling, the net rainfall entering the stream network is assessed from a gauged catchment. This net rainfall is scale independant and can be convoluted in another (ungauged) catchment. This method is applied for the first time in a pluvio-nival context on 21 catchments from Québec. Success of the simulation depends of the hydrological similarity between gauged and ungauged catchments, which is defined as the ensemble of characteristics insuring a close

functionning. We then observed how riverwater chemical composition reveals this similarity through a synoptic spectral analysis developed on western France. Groups of catchments are identified by their spatial homogeneity / heterogeneity of the hydrochemical *facies*, and the area at which hydrochemical stabilisation occurs. This hypothesis is successfully tested on six meso-scale catchments, by transposing hydrographs and concentration-discharge relationships (CQ), best transpositions are associated to similar catchments. Finally, the coupling of hydrological simulation to CQ curves allowed the prediction of hydrochemical fluxes in ungauged catchments with a 15 minutes timestep.