



Mémoire pour l'obtention :
du diplôme d'Ingénieur de l'ENGEES
et du DEA Mécanique et Ingénierie
(option « Sciences de l'eau »)

présenté par

Marc PLANTIER

**PRISE EN COMPTE DE CARACTERISTIQUES PHYSIQUES
DU BASSIN VERSANT POUR LA COMPARAISON
DES APPROCHES GLOBALE ET SEMI-DISTRIBUEE
EN MODELISATION PLUIE-DEBIT**

Maîtres de stage :

**Cécile LOUMAGNE
Vazken ANDRÉASSIAN**

Département Gestion des Milieux Aquatiques (GMA)
Unité de Recherche Qualité et Fonctionnement Hydrologique
des Systèmes Aquatiques (QHAN)

Groupement d'Antony

Parc de Tourvoie

BP 44

92163 ANTONY Cedex

Tél. 01.40.96.61.21 - Fax 01.40.96.61.99

Septembre 2003

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier très sincèrement **toute** l'équipe du laboratoire d'hydrologie pour son accueil chaleureux et sa bonne humeur quotidienne, au sein d'une ambiance toutefois très studieuse.

J'adresse une pensée particulière à mes deux co-encadrants, Cécile et Vazken, pour leurs conseils, leur présence, leur soutien, leurs attentions, et leur persévérance, notamment pour le long parcours du combattant que nous avons mené et qui fut, malheureusement, infructueux.

Je n'oublierai pas non plus les aides précieuses que m'ont fournies Jean-Louis et Yves en informatique, ni la disponibilité de Charles, Guillaume, Thibault, Mamoutou et Ludovic pour répondre à mes questions.

Avant de partir pour une toute nouvelle aventure, merci encore à tous ceux qui ont contribué à ces bons moments de travail et de détente...

RESUME

PRISE EN COMPTE DE CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU BASSIN VERSANT POUR LA COMPARAISON DES APPROCHES GLOBALE ET SEMI-DISTRIBUEE EN MODELISATION PLUIE-DEBIT

Les avancées technologiques en matière d'acquisition de données spatialisées (Systèmes d'Informations Géographiques (SIG), Modèles Numériques de Terrain (MNT), radars...) offrent désormais la possibilité de prendre en compte les variabilités spatiales de la pluie et des caractéristiques physiques du bassin versant, dans les modèles pluie-débit. Pour intégrer ces informations, on peut remplacer l'approche globale habituelle par l'approche semi-distribuée ou distribuée, dans laquelle le bassin versant est divisé en zones jugées homogènes. Cependant, seule une augmentation significative des performances du modèle peut justifier l'intégration onéreuse de données supplémentaires.

Dans le prolongement de l'étude d'Oddos (2002), qui analysait l'intérêt d'une prise en compte des variabilités spatiales de la pluie, nous avons abordé la même problématique, mais pour les hétérogénéités spatiales des caractéristiques physiques du bassin versant.

Grâce à River Tools, logiciel d'analyse des MNT, et à Corine Land Cover, base de données d'occupation des sols, nous avons décrit 307 bassins versants français à partir d'une quarantaine d'indices de morphologie et de végétation. Nous avons ensuite comparé les performances du modèle GR4J en versions globale et semi-distribuée sur 3206 bassins « chimères », créés par rapprochement fictif de paires de bassins tirés parmi les 307 bassins initiaux.

La confrontation des écarts de performances des deux approches et du degré d'hétérogénéité des bassins chimères donne des résultats très variables au cas par cas, mais en moyenne, des tendances sont observables. Certains indices corrélés à la pluie confirment que l'approche semi-distribuée est généralement avantageuse pour une forte variabilité des précipitations. Par contre, les petits bassins et les bassins situés en altitude, bénéficient moins de la semi-distribution. Par ailleurs, nous avons mis en évidence que les fortes hétérogénéités de l'intégrale hypsométrique, des terres agricoles, de l'indice de réponse relatif, et dans une certaine mesure, de l'urbanisation et de la saturabilité (indice topographique), pouvaient être des conditions favorables à l'approche (semi-) distribuée.

ABSTRACT

TAKING ACCOUNT OF WATERSHED PHYSICAL CHARACTERISTICS FOR THE COMPARISON OF LUMPED AND SEMI-DISTRIBUTED APPROACHES IN RAINFALL-RUNOFF MODELING

Technological progress in collecting spatialized data (Geographic Information Systems (GIS), Digital Elevation Models (DEM), radars...) offers the possibility to take into account the spatial variability of rainfall and watersheds physical characteristics, in rainfall-runoff models. To use this information, the common lumped approach can be replaced by the (semi-) distributed approach, in which the watershed is divided into zones that can be considered homogeneous. Nevertheless, the integration of expensive additional data into models is useless if it does not improve significantly their results.

The previous study of Oddos (2002) focused on the interest of taking into account rainfall spatial variability in a semi-distributed approach. Here, we deal with the impacts of using physical heterogeneities of watersheds on the performances of lumped and semi-distributed approaches.

Using River Tools, a software for analysing DEMs, and Corine Land Cover, a land use database, we characterised 307 French watersheds through, approximately, forty indexes of morphology and vegetation. Then, we compared the performances of GR4J model with lumped and semi-distributed approaches on 3206 "chimera" watersheds created by gathering fictitiously two basins chosen among the 307 initial watersheds.

Results indicate that the level of heterogeneity of chimera watersheds physical characteristics cannot explain unanimously the differences between the two approaches, but on average, trends become apparent. Some indexes correlated with rainfall confirm that the semi-distributed approach is more advantageous than the lumped one for watersheds characterised by high spatial variability of precipitations. Besides, semi-distribution loses its benefit with little and/or high basins. Finally, high heterogeneities of hypsometric integral, agricultural lands, relative response index and, to a certain extent, urbanization and saturability (topographic index), are conditions where semi-distribution is generally more adapted than lumped approach.

TABLE DES MATIERES

Remerciements	2
Résumé	3
Abstract	4
Table des matières	5
Liste des figures	6
Liste des tableaux	7
1 Introduction	8
2 Synthèse bibliographique	10
2.1 <i>Approches globale et (semi-)distribuée : définitions</i>	10
2.2 <i>Comparaison des résultats des approches globale et semi-distribuée</i>	10
2.3 <i>Résultats des dernières études au Cemagref d'Antony</i>	14
2.4 <i>Les descripteurs physiques du bassin versant</i>	15
3 Présentation de la base de données	20
3.1 <i>Les bassins versants choisis</i>	20
3.2 <i>Les données</i>	21
4 Description physique du bassin versant	23
4.1 <i>Descripteurs géomorphologiques</i>	23
4.2 <i>Couvert végétal</i>	35
5 Méthodologie	36
5.1 <i>Méthode d'analyse des bassins versants</i>	36
5.2 <i>Méthode de comparaison des approches globale et semi-distribuée</i>	38
5.3 <i>Quantification des hétérogénéités</i>	44
6 Résultats	46
6.1 <i>Performances des quatre approches</i>	46
6.2 <i>Comparaison entre approche globale (G) et version distribuant uniquement les paramètres (X)</i>	47
6.3 <i>Comparaison entre approche distribuant uniquement la pluie (P) et approche totalement semi-distribuée (D)</i>	54
7 Conclusion	66
7.1 <i>Bilan de l'étude</i>	66
7.2 <i>Perspectives</i>	68
Bibliographie	70
Annexes	73

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Configuration des trois stations de jaugeage sur les bassins utilisés par Baudez.	14
Figure 2.2 : Illustration de l'effet de laminage par un plan d'eau. Cas du Léman sur le débit du Rhône	17
Figure 3.1 : Carte de répartition géographique des 307 stations hydrométriques.....	20
Figure 3.2 : Courbe de distribution des superficies S_o (km ²) des 307 bassins versants	21
Figure 3.3 : Exemple de courbe d'évapotranspiration potentielle	22
Figure 4.1 : Exemple de courbe de distribution de l'indice topographique TI	25
Figure 4.2 : Exemple de courbe hypsométrique.....	26
Figure 4.3 : Exemple de courbe $N=f(S/S_o)$, sur axes log-log, où N est le nombre de sources et S/S_o l'échelle d'observation.....	27
Figure 4.4 : Exemple de courbe hypsométrique, avec les axes adimensionnels (courbe du type « pourcentage hypsometric curve »).....	30
Figure 4.5 : Courbe de distribution « pixels-altitude »	31
Figure 4.6 : Concavité et convexité (pour mémoire...)	31
Figure 4.7 : Exemple de courbe « aire-distance »	34
Figure 5.1 : L'écart absolu $\Delta N = ND - NG$, fonction de NG.....	40
Figure 5.2 : Schéma explicatif de la création de bassins chimères	41
Figure 5.3 : Approche globale.....	42
Figure 5.4 : Approche semi-distribuée vraie.....	43
Figure 5.5 : Version semi-distribuée limitée aux pluies.....	43
Figure 5.6 : Version semi-distribuée limitée aux paramètres.....	44
Figure 6.1 : Courbe de distribution des performances de GR4J pour les quatre approches	46
Figure 6.2 : Schémas explicatifs des approches G et X	47
Figure 6.3 : Résultat graphique de l'analyse en composantes principales (ACP).....	48
Figure 6.4 : Histogrammes et nuages de points des écarts absolus (NX-NG) moyens entre les approches X et G en fonction des indicateurs d'hétérogénéités d'indices hydrogéomorphométriques.....	50
Figure 6.5 : Histogrammes et nuages de points des écarts absolus (NX-NG) moyens entre les approches X et G en fonction des indicateurs d'hétérogénéités du couvert végétal	51
Figure 6.6: Schémas explicatifs des approches P et D.....	54
Figure 6.7 : Résultat graphique de l'analyse en composantes principales ACP	56
Figure 6.8 : Histogrammes des écarts absolus (ND-NP) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités de certains indices hydrogéomorphométriques	57
Figure 6.9 : Histogrammes des écarts absolus (ND-NP) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités du couvert végétal.....	57
Figure 6.10 : Histogrammes des écarts relatifs (NOR2) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités de certains indices hydrogéomorphométriques	58
Figure 6.11 : Histogrammes des écarts relatifs (NOR2) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités du couvert végétal.....	58
Figure 6.12 : Ecarts relatifs NOR2 en fonction des écarts absolus ND-NP, pour 2 classes de bassins déterminées selon la valeur de NG (Nash global)	59
Figure 6.13 : Histogrammes des indices moyens défavorables à la semi-distribution des paramètres	60
Figure 6.14 : Histogrammes des écarts absolus (ND-NG) et relatifs (NOR) en fonction des altitudes Z_o et Z_{moy} des bassins chimères	61

Figure 6.15 : Histogrammes des indices moyens favorables à la semi-distribution des paramètres	61
Figure 6.16 : Critère de Nash obtenu en calage avec GR4J en mode global sur les 307 bassins versants de l'échantillon, en fonction de leur superficie S_o	62
Figure 6.17 : Localisation des bassins pour lesquels le Nash global est inférieur à 50 %	64
Figure 6.18 : Histogrammes des écarts relatifs moyens NOR2 en fonction de la valeur moyenne et du minimum de Nash A et Nash B de chaque bassin chimère (A et B sont les 2 sous-bassins).....	64

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Valeurs du coefficient d'écoulement pour différentes couvertures du sol (Tiré des normes suisses SNV 640 351)	19
Tableau 3.1 : Répartition des bassins versants de l'échantillon par zone géographique	20
Tableau 3.2 : Description statistique des superficies des bassins versants par région	21
Tableau 4.1 : Ecart-types sur les β obtenus pour chaque bassin avec des échelles d'observation différentes.....	32
Tableau 4.2 : Ecart-types sur les β' obtenus pour chaque bassin avec des échelles d'observation différentes.....	33
Tableau 5.1 : Classes d'occupation des sols représentées par Corine Land Cover.....	37
Tableau 6.1 : Matrice de corrélation des indices explicatifs de la 1 ^{ère} comparaison.....	52
Tableau 6.2 : Corrélations entre les similarités de pluies et les hétérogénéités physiques	53

1 INTRODUCTION

Les modèles pluie-débit sont des outils performants, bien que toujours perfectibles, pour répondre aux besoins de gestion des ressources en eau et de prévision de leur évolution. A partir de données en temps réel ou de prévisions de précipitations, ils sont capables d'évaluer le débit et son évolution en un point donné du cours d'eau. Chaque modèle tente donc d'intégrer la complexité du bassin versant et de ses processus hydrologiques (ruissellement, infiltration, écoulement hypodermique...). Mais les faibles connaissances que nous avons sur les processus élémentaires de transformation de la pluie en débit, ainsi que les fortes variabilités spatiales et temporelles des caractéristiques physiques du bassin, des précipitations, de l'évapotranspiration, font que les modèles ne représentent jamais le fonctionnement exact du bassin. Tout modèle est donc une représentation plus ou moins simplifiée du bassin versant.

Le développement récent des outils d'acquisition de données, tels que les Systèmes d'Informations Géographiques (SIG), les Modèles Numériques de Terrain (MNT), les radars, les satellites, nous offre désormais la possibilité d'accéder à de nombreuses données spatialisées du bassin versant et de la pluie. Il est alors envisageable de connaître la répartition spatiale du couvert végétal, de l'humidité du sol, de l'urbanisation, etc., sur un bassin versant, ainsi que la distribution spatiale des précipitations. Ce progrès peut sembler avantageux lorsqu'on constate que le croisement des hétérogénéités du bassin et des variabilités des précipitations, génère autant de variabilités dans les processus de genèse des débits. La problématique des variabilités en modélisation se fait notamment ressentir pour certains bassins à réaction rapide, dans le Sud-Est de la France, qui subissent des épisodes « cévenols »¹, et pour lesquels la prévision hydrologique est un véritable challenge.

La prise en compte de données spatialisées dans un modèle peut se faire de plusieurs façons : soit de façon globale, en considérant que le bassin est homogène (on utilise alors des valeurs moyennées sur tout le bassin), soit de façon distribuée, en divisant le bassin versant suivant des zones que l'on juge homogènes par rapport à la pluviométrie ou par rapport à une (ou plusieurs) caractéristique(s) physique(s) du bassin. La division du bassin pour l'approche distribuée peut se faire soit sous forme de semi-distribution, c'est-à-dire en respectant une séparation naturelle du terrain (par exemple des sous-bassins versants) en zones homogènes, soit sous forme de distribution, auquel cas le bassin est totalement divisé en mailles rectangulaires, sans a priori sur les homogénéités éventuelles.

L'approche (semi-)distribuée possède l'avantage de fournir des informations sur les débits à plusieurs endroits du bassin. Néanmoins, dans le cas où le gestionnaire ou le prévisionniste ne s'intéressent qu'au débit de l'exutoire global, ces débits intermédiaires importent peu, et la prise en compte des hétérogénéités ne doit se faire que si elle apporte réellement une amélioration à la simulation en terme de performance et de fiabilité. En effet, l'acquisition de données supplémentaires génère un coût non négligeable pour un fonctionnement opérationnel, et ne peut se justifier que si elle procure effectivement de meilleurs résultats. De

¹ Un épisode « cévenol » est une situation météorologique durant laquelle des vents de sud chargés d'humidité, venus de Méditerranée, soufflent en direction du relief du sud du Massif Central (Cévennes) où se déversent de fortes quantités d'eau. Mais le terme d'épisode cévenol est quelque peu entré dans le langage courant ; on l'emploie fréquemment pour désigner des situations à fortes pluies dans le sud-est de la France, sans qu'il y ait directement influence du relief des Cévennes.

nombreuses études ont déjà été réalisées pour évaluer l'intérêt de prendre en compte les hétérogénéités grâce à une approche (semi-)distribuée, mais les conclusions sont très variées, et parfois contradictoires, à cause de la diversité des bassins et des modèles utilisés. Au Cemagref, l'étude d'Oddos (2002) a tout de même confirmé un résultat récurrent : dans la plupart des cas, la semi-distribution des pluies permet d'améliorer la modélisation. Dans le prolongement de cette étude, il reste à chercher si la prise en compte des hétérogénéités spatiales des caractéristiques géomorphologiques et hydromorphologiques du bassin versant permettent également d'améliorer les simulations. On se demandera notamment quelles sont les caractéristiques physiques qu'il est favorable de (semi-)distribuer. Notons que ce thème de recherche est d'actualité, puisqu'il est également traité par Gupta et al. (2003), dans le cadre du Distributed Model Intercomparison Project (DMIP), projet mis en place par le National Weather Service (NWS), aux Etats-Unis.

Dans notre étude, nous proposons d'aborder cette problématique en comparant les performances d'un modèle empirique global, GR4J, pour deux approches différentes : l'approche globale et l'approche semi-distribuée. Cette comparaison se fera de façon originale sur un échantillon de plus de 3200 bassins versants dits « chimères », puisque créés par rapprochement virtuel et mise en parallèle de deux bassins versants réels issus d'une base de données de 307 bassins versants français. La taille de notre échantillon nous permet notamment de faire abstraction des cas particuliers et d'observer une tendance globale. Parallèlement, nous allons déterminer d'une part des indices pour décrire la géomorphologie et la végétation de chaque bassin, et d'autre part des indicateurs pour évaluer le degré d'hétérogénéité de chaque bassin chimère. L'objectif sera alors de distinguer les caractéristiques et les types d'hétérogénéités susceptibles d'expliquer la supériorité d'une approche par rapport à l'autre.

2 SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

2.1 Approches globale et (semi-)distribuée : définitions

Adopter une approche globale, une approche distribuée ou une approche semi-distribuée en modélisation n'est pas spécifique à l'hydrologie ; cela qualifie la manière de **prendre en compte les variabilités spatiales des entrées et/ou des paramètres du modèle** :

→ Avec une **approche globale**, le bassin versant est considéré comme une **unité homogène** sur laquelle les processus élémentaires de transformation de la pluie en débit peuvent être décrits à l'échelle macroscopique, par des valeurs moyennes des précipitations et un seul jeu de paramètres (qui intègrent les caractéristiques du bassin versant) pour la totalité du bassin versant.

→ Avec une **approche semi-distribuée**, le bassin versant est **divisé en sous-bassins versants** ou zones géographiques sur lesquelles le modélisateur considérera que certaines caractéristiques importantes pour le comportement hydrologique du bassin (pluies, type de végétation, imperméabilité du sol, pente...) sont homogènes. Sur chaque sous-bassin, on peut donc appliquer une pluie différente et intégrer des paramètres distincts. On peut ainsi tenir compte de façon explicite des hétérogénéités spatiales à l'échelle du sous-bassin versant.

→ Avec une **approche distribuée**, la prise en compte des variabilités spatiales peut se faire à une échelle beaucoup plus fine, puisque le bassin versant est **divisé en mailles régulières**. Chaque maille est considérée comme homogène. On procède ainsi à une discrétisation totale du système, au niveau des entrées et/ou des paramètres.

2.2 Comparaison des résultats des approches globale et semi-distribuée

La comparaison des approches globale et distribuée en modélisation pluie-débit est une problématique qui s'est fortement développée depuis quelques années. Cette tendance va de pair avec la disponibilité croissante ou la facilité d'acquisition d'informations spatialisées sur les données de précipitations et les caractéristiques du bassin versant (végétation, géologie, topographie...) grâce au développement des outils SIG et des radars pluviométriques dont la précision s'améliore suite aux recherches récentes sur des algorithmes de correction (Le Bouar et al., 2000 ; Borga, 2002).

Selon le type d'hétérogénéité observé sur le bassin versant, il est possible de distribuer soit les précipitations, soit les paramètres du modèle (correspondant à des caractéristiques physiques du modèle), soit les deux. Les diverses études réalisées sur le thème de la distribution ont donc pu mettre en évidence l'effet de la distribution des précipitations, ou des paramètres, ou des deux réunis.

2.2.1 Les précipitations

- **Koren V. (1993)** : Cette étude vise à prendre en compte des données spatialisées de pluies (Radar) dans un modèle global, grâce à une caractérisation de la fonction de distribution spatiale des pluies, variable dans le temps. Ce paramètre influe sur l'étage d'infiltration dans le modèle (fonction de production). On obtient de meilleures simulations, et le paramètre correspondant à la conductivité hydraulique moyenne du

sol est beaucoup plus proche de la réalité. Cette étude n'a cependant été réalisée que pour un bassin de 36.5 km², en Russie.

- **Michaud et Sorooshian (1994)** : Les auteurs comparent trois approches de modélisation pluie-débit dans le cas du bassin versant expérimental semi-aride de Walnut Gulch (150 km²) avec KINEROS qui est un modèle distribué complexe (développé pour les régions semi-arides) et le modèle du Soil Conservation Service (SCS), un modèle plus simple, utilisé à la fois dans ses versions globale et distribuée. Le modèle global SCS n'obtient que des résultats très médiocres face aux modèles distribués. Pour expliquer ces très mauvais résultats, les auteurs fournissent l'explication suivante : *« les piètres performances du modèle global ne sont pas surprenantes puisque l'approche globale ne tient pas compte des variations spatiales de la pluie, qui sont considérables pour ce type d'environnement »*.
- **Corral et al. (2000)** : TOPMODEL et le modèle SCS sont choisis pour comparer les approches semi-distribuée et globale dans le cas d'un bassin versant méditerranéen de 48 km² caractérisé par la grande variabilité spatiale et temporelle de ses événements pluvieux. Trois versions sont testées : TOPMODEL global, TOPMODEL distribué et SCS global. La différence entre TOPMODEL «global» et TOPMODEL «distribué» concerne la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Le modèle SCS est utilisé suivant une approche globale c'est-à-dire que, comme pour TOPMODEL «global», la pluie est considérée comme uniforme sur le bassin versant. Lors de la validation des trois modèles la version distribuée de TOPMODEL se révèle être la plus satisfaisante.

2.2.2 Les caractéristiques physiques du bassin versant

- **Kite et Kouwen (1992)** : Le modèle global SLURP, utilisé dans une version semi-distribuée sur un bassin versant canadien de 7129 km², permet d'obtenir de meilleurs résultats qu'une simple approche globale avec le même modèle. Le bassin est semi-distribué en « GRU » (Grouped Response Unit) de la manière suivante : il est divisé en trois sous bassins versants, eux-mêmes divisés en trois classes d'occupation des sols. Lors de cette modélisation un jeu différent de paramètres est attribué à chaque classe d'occupation des sols.
- **Robinson et Sivapalan (1995)** : Il s'agit d'obtenir, à partir d'un modèle distribué, un modèle global à base physique qui ne sera basé que sur la distribution de la topographie, trois paramètres de similarité, la profondeur moyenne de la nappe et le volume cumulé infiltré, c'est-à-dire moins d'informations que le modèle distribué. Les performances des modèles sont comparées à l'aide de deux événements pluvieux sur deux petits (0,38 et 0,41 km²) bassins versants agricoles à l'est de la wheat belt australienne : les performances du modèle global sont presque aussi bonnes que celles du modèle distribué plus complexe.
- **Merz et Plate (1997)** : Sur un bassin allemand de 6.3 km², ils évaluent les effets de la variabilité spatiale de la teneur en eau et des propriétés hydrauliques des sols sur les débits. Ils concluent que la prise en compte de la variabilité spatiale de la teneur en eau initiale du sol ne doit dépendre que des caractéristiques de l'événement pluvieux pour un bassin versant où le ruissellement hortonien domine. Ils utilisent pour cela des chroniques artificielles de pluies et comparent le comportement du bassin pour une teneur en eau homogène ou spatialisée. Pour des pluies de faible ou forte intensité, le

bassin réagit similairement, que l'on distribue ou pas les conditions initiales de teneur en eau. On observe une divergence uniquement lorsque l'intensité de la pluie est proche de la capacité d'infiltration.

- **Droque et al. (2002):** Un modèle conceptuel pluie-débit (MHR) est mis en oeuvre pour la régionalisation des débits dans le bassin de l'Alzette. Un jeu de paramètres régional a été ajusté simultanément sur les séries de débit des bassins de calibration en utilisant une discrétisation spatiale fondée sur des isochrones lithologiquement contrastées. Les hydrogrammes simulés s'accordent bien à leurs homologues observés et des corrélations significatives avec les caractéristiques des bassins, notamment la perméabilité des formations géologiques, ont pu être mises en évidence.

2.2.3 Distribution des précipitations et des paramètres, sans distinction

- **Ambroise et al. (1995) :** Dans cette étude, les auteurs discrétisent le bassin versant de recherche de La Fecht, dans les Vosges, selon des critères physiographiques (type de végétation, géologie, altitude) et selon des zones météorologiques homogènes (prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations et de l'ETP journalières). Le modèle utilisé est le modèle conceptuel semi-distribué MC. Certains paramètres du modèle sont déduits de mesures de rétention en eau, sans calage. Les essais de validation et de transposition effectués en comparant des données de quantité de neige, de teneur en eau du sol, et de débit sur des sous-bassins versants fournit de très bons résultats (Nash=0.92 en calage, 0.89 en validation, 0.71 en transposition). Cette étude n'est certes pas comparative, mais elle permet d'avoir une idée des capacités de l'approche semi-distribuée, et de l'avantage qu'elle peut offrir en fournissant des données diverses (teneur en eau, quantité de neige, débits...) à plusieurs endroits du bassin versant.
- **Refsgaard et Knudsen (1996) :** L'objectif est d'évaluer les performances de trois modèles pour trois bassins versants du Zimbabwe (1090 km², 254 km², 1040 km²). Les modèles concernés sont NAM, un modèle conceptuel global, MIKE SHE, un modèle distribué à base physique, et une approche intermédiaire, WATBAL. WATBAL est qualifié d'intermédiaire car il est à la fois fondé sur « *une description distribuée à base physique des phénomènes de surface affectant la teneur en eau du sol (interception, infiltration, évapotranspiration, percolation) et sur une approche globale conceptuelle pour les écoulements hypodermiques* ». Pour le test où les modèles sont calés et validés sur le même bassin les performances sont comparables pour les trois modèles. Tant que les données sont disponibles NAM est donc suffisant : mais si les modèles sont calés sur un bassin et validés sur un autre, les résultats de NAM sont moins fiables que pour les deux modèles distribués. Les performances des modèles sont à nouveau similaires en calant et validant sur un même bassin versant mais dans des conditions météorologiques différentes. Le bilan semblerait donc être le suivant : pour un bassin versant non jaugé, un modèle distribué semble plus performant alors que sur un bassin versant jaugé (que les conditions météorologiques soient différentes ou non) un modèle global est suffisant.
- **Krysanova et al. (1999) :** Les auteurs tentent de comparer les résultats des différentes versions du modèle HBV, et d'évaluer la quantité de données nécessaires aux approches globale et semi-distribuée.

HBV-D (version distribuée) appliqué à 44 sous-bassins versants obtient un meilleur critère de Nash que Nordic-HBV appliqué au bassin versant équivalent (environ 96000 km²) mais en version globale. Les hydrogrammes calculés diffèrent notamment lors des périodes caractérisées par de faibles débits. Les auteurs concluent que « *les versions distribuées du modèle nécessitent plus de données mais fournissent de meilleurs résultats* » et indiquent qu'une explication pourrait être une meilleure représentation spatiale des sols, de la topographie, de la teneur en eau et des pluies, etc., sans pour autant hiérarchiser ces informations.

- **Diermanse (1999)** : Dans le cas du bassin versant belge étudié (114 km²), tenir compte de la variabilité spatiale des pluies ou de la topographie n'améliore pas les résultats. La méthode choisie consiste à subdiviser le bassin en n sous bassins versants, n allant de 1 à 25. L'auteur observe qu'une augmentation de n ne se traduit pas par une diminution de l'erreur sur les débits et ceci à la fois pour les pluies et la topographie : « *Toutes les erreurs quadratiques moyennes (ECM) sont du même ordre de grandeur, ce qui montre que les effets de l'hétérogénéité spatiale sont négligeables. En outre nous observons qu'il n'existe pas de décroissance nette des ECM quand n augmente ce qui signifie que, du fait des erreurs de mesures et de modélisation, il n'est pas certain que l'ajout de plus d'informations concernant les caractéristiques du système conduise automatiquement à une amélioration des résultats du modèle* ».
- **Boyle et al. (2001)** : Pour le modèle Sacramento Soil Moisture Accounting (SAC-SMA), différentes versions de l'approche semi-distribuée sont évaluées en distribuant successivement les quatre variables suivantes pour un bassin versant de 1227 km² (Blue River) : les précipitations, l'humidité du sol, la fonction de routage, les paramètres du modèle relatifs aux propriétés des sols. Les conclusions sont les suivantes : l'approche semi-distribuée est supérieure à l'approche globale et les quatre variables précédentes ne sont pas toutes équivalentes. Mieux vaut s'attacher à la distribution spatiale des **précipitations**, de **l'humidité du sol** et la **fonction de routage**. Distribuer les paramètres censés représenter les propriétés du sol n'a que très peu d'intérêt. La **topographie**, qui détermine la fonction de routage et, dans une certaine mesure, la variabilité spatiale des précipitations, semble être le facteur ayant le plus de contrôle sur la réponse hydrologique, du moins pour le modèle pluie-débit SAC-SMA. Plus précisément, l'approche distribuée améliore la modélisation pour les pics de crues et les récessions rapides, mais on ne remarque pas de supériorité pour la simulation du débit de base. L'étude met par ailleurs en avant une limite dans l'approche distribuée, celle de l'échelle de prise en compte des hétérogénéités du bassin pour la modélisation. En effet, les auteurs remarquent que la division du bassin en 8 sous-bassins ne fournit pas de meilleurs résultats qu'avec uniquement 3 sous-bassins.

Bilan :

La synthèse de ces recherches récentes nous montre que chaque cas est particulier, rendant la généralisation très risquée. En effet, la plupart des études se concentre uniquement sur un type de modèle, un type de bassin, de taille bien définie, et prend en compte très peu de critères d'hétérogénéités. De plus, les études se font parfois avec un modèle différent pour chaque approche, ce qui rend les résultats incomparables puisqu'ils sont biaisés par les capacités propres du modèle. Un résultat ressort néanmoins assez fréquemment : la distribution des pluies semble améliorer la modélisation.

2.3 Résultats des dernières études au Cemagref d'Antony

Notre sujet s'insère dans le prolongement des études précédentes réalisées au laboratoire d'hydrologie du Cemagref d'Antony. Celles-ci ont abouti à des conclusions qui demandaient parfois plus d'approfondissements, ou de nouvelles méthodologies d'analyse.

- **Baudez (1997)** : Les approches semi-distribuée et globale sont comparées en triant 15 bassins versants français selon deux classements indépendants. Les bassins sont d'abord triés selon les performances des approches globale et semi-distribuée. Le deuxième classement est fait suivant le degré d'hétérogénéité existant entre les deux sous-bassins versants constitutifs de chaque bassin versant, en prenant en compte la topographie, la densité de drainage, le couvert végétal, la pédologie et la géologie. Finalement, on ne trouve aucun lien apparent entre ces deux classements. A priori, les caractéristiques physiques du bassin ne permettent pas d'opter pour l'une ou l'autre des approches.

Certains points ont toutefois pu masquer des conclusions possibles : dans cette étude, la quantification de l'hétérogénéité s'est faite de manière globale, c'est à dire que le deuxième classement est issu d'un seul indice d'hétérogénéité (distance euclidienne entre les caractéristiques des deux sous-bassins) prenant en compte tous les caractères physiographiques analysés, sans distinction. Il aurait peut être été intéressant de faire plusieurs classements selon les hétérogénéités de chaque paramètre physique, afin de pouvoir mettre en évidence celui qui serait susceptible d'expliquer la différence de performance du modèle en changeant d'approche. Par ailleurs, la taille de l'échantillon, bien que supérieure aux études présentées dans le paragraphe précédent, n'est pas suffisante pour pouvoir fournir une conclusion généralisable à tous les types de bassins. Enfin, chaque bassin est divisé en deux sous-bassins versants adjacents ; on doit donc disposer de 3 stations débit métriques sur chaque bassin (les deux premières pour chaque sous-bassin, et la troisième, après la confluence, pour le bassin entier ; voir figure 2.1). Mais la troisième station est plus à l'aval que les deux autres, si bien qu'elle ne mesure pas exactement les données correspondantes à la somme des deux sous-bassins ; malgré les corrections apportées pour compenser cet écart, parfois non négligeable, ceci a peut être été source d'erreur dans l'interprétation.

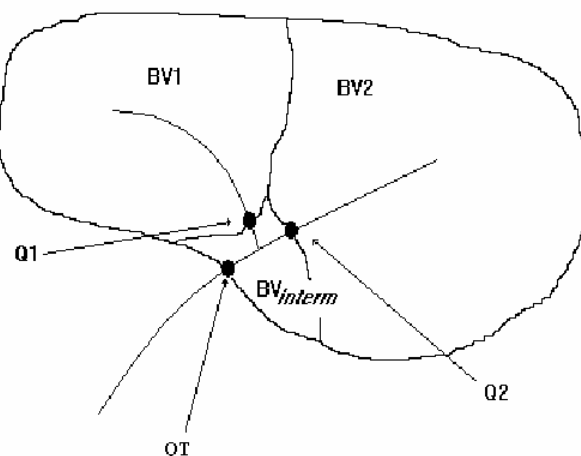


Figure 2.1 : Configuration des trois stations de jaugeage sur les bassins utilisés par Baudez

- **Morvan (2000)** : Il s'agit de comparer l'approche distribuée du modèle MODCOU avec l'approche globale du modèle GR4J. La comparaison est effectuée sur 30 sous-bassins versants du Rhône, à la fois pour des bassins versants jaugés et pour des bassins versants non jaugés. Pour les bassins versants jaugés, puisque des mesures de débits sont disponibles, il est possible de caler les paramètres de GR4J alors que pour les bassins versants non jaugés il faut simplement se contenter d'une estimation des paramètres. En réalité, trois modèles sont alors utilisés : MODCOU, GR4J avec calage et GR4J sans calage. Ceci affecte les conclusions de la manière suivante : les résultats obtenus sont nettement favorables à GR4J pour un bassin versant jaugé tandis qu'il vaut mieux privilégier MODCOU dans le cas d'un bassin versant non jaugé. La tentative de régionalisation des paramètres de GR4J, censée améliorer les performances du modèle utilisé sans calage, n'a pas fourni les résultats escomptés : il n'a pas été possible de mettre en évidence un lien entre les paramètres du modèle et la géologie, la pédologie, le couvert végétal ou le rapport pluie / évapotranspiration potentielle.
- **Oddos (2002)** : Cette étude a également pour but de comparer les approches globale et semi-distribuée, mais cette fois-ci pour 4 modèles hydrologiques et sur un ensemble de 4500 bassins versants très hétérogènes créés « virtuellement » par association de deux bassins quelconques, à partir d'un échantillon de 307 bassins versants français. Outre l'approche globale et l'approche totalement semi-distribuée (distribution de tous les paramètres et des précipitations), elle utilise des versions intermédiaires distribuant soit les pluies, soit les paramètres, afin de distinguer leurs effets respectifs sur les performances. Elle met finalement en évidence que pour des pluies bien corrélées sur les deux sous-bassins, les approches globale et semi-distribuée sont équivalentes, alors que pour un indice de corrélation des pluies faible (hétérogénéités des pluies plus marquées), l'approche semi-distribuée est nettement supérieure à l'approche globale. Cette conclusion ne vaut pas pour le modèle IHAC pour lequel les deux approches restent équivalentes. Par comparaison des versions des modèles qui distribuent soit les pluies, soit les paramètres, elle conclut que c'est la prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations, bien plus que celle des caractéristiques du bassin, qui permet d'expliquer l'amélioration des résultats par l'approche semi-distribuée.

C'est surtout pour compléter cette dernière étude que notre recherche a été lancée, dans le but de comprendre dans quelle mesure la semi-distribution des paramètres, même si elle est moins bénéfique que la distribution des pluies, peut permettre d'améliorer les modèles en terme de performances. La question est notamment de savoir quels types d'hétérogénéités il est important de prendre en compte pour obtenir cette amélioration.

2.4 Les descripteurs physiques du bassin versant

Le comportement hydrologique d'un bassin versant est régi par l'ensemble de ses caractéristiques physiques. La pente, la géologie, la pédologie, le degré d'anthropisation, le couvert végétal, sont autant de facteurs physiques pouvant avoir un impact, par exemple sur la vitesse d'écoulement, sur le taux de ruissellement, sur la capacité d'infiltration, sur l'écrêtement de crue...

Ce lien entre caractéristiques physiques et comportement hydrologique a évidemment poussé les chercheurs à approfondir les descriptions géomorphologiques, pédologiques, géologiques, et à expliquer certaines tendances hydrologiques par ces paramètres physiques.

2.4.1 Indices géomorphologiques

La description géomorphologique des bassins versants est un thème de recherche très développé. Chacun a tenté d'apporter sa contribution pour quantifier chaque particularité morphologique du bassin, de façon à pouvoir créer des groupes de bassins similaires et à pouvoir distinguer des bassins différents pour une caractéristique donnée.

Face à la multitude d'indices descriptifs proliférant depuis le début du 20^{ème} siècle, Ion Zavoianu, de l'Institut de Géographie de Bucarest, en Roumanie, eut l'idée de regrouper dans son ouvrage (« Morphometry of drainage basins », Zavoianu, 1985) les indices les plus significatifs et fiables. Il regroupe tous ces indices en fonction du type de caractéristique qu'il quantifie (forme du bassin, aire drainée, longueur de rivière, densité de drainage et de cours d'eau, distances verticales, pente, courbe hypsométrique...), explique les différents moyens de le calculer, puis il reprend les conclusions de certaines études permettant de justifier des corrélations entre l'indice, le comportement hydrologique, et certains facteurs physiques.

S'apercevant que la description des caractéristiques hydromorphométriques (variables caractérisant la taille et la forme des cours d'eau) dépendait souvent de l'échelle d'observation adoptée (par exemple, la localisation des points sources d'un cours d'eau ne sera généralement pas la même selon l'échelle de la carte utilisée), des hydrologues ont orienté leurs recherches vers la détermination d'indices indépendants de l'échelle d'observation. Ils s'inspirent pour cela des théories récentes de Benoît Mandelbrot, mathématicien français expatrié aux Etats Unis, sur la description de la complexité de la nature au moyen de la géométrie dite « fractale » (Mandelbrot, 1975). Une explication simplifiée de cette théorie est disponible en annexe 4. Cette révolution de la géométrie permet ainsi d'identifier des relations entre la grandeur mesurée et la jauge de mesure (ou échelle d'observation [voir détail chapitre 4]), afin de quantifier l'arborescence du réseau hydrographique et de détecter des propriétés invariantes d'échelle (Moussa et al., 1993 ; Moussa et al., 1996). Moussa (INRA Montpellier) est l'auteur des indices de bifurcation (α), de forme (β) et d'allongement (β'), que nous avons utilisés dans notre étude. Des explications sur ces trois indices fractals peuvent être obtenues dans le chapitre 4 de ce rapport ; les calculs qui ont permis de les trouver sont disponibles en annexe 5. Moussa (2003) est également à l'origine de la notion d'ellipse équivalente : il associe alors au bassin les caractéristiques de l'ellipse équivalente (petit et grand axes, angle d'inclinaison, distance algébrique entre l'ellipse et l'exutoire...). On désigne par « ellipse équivalente » l'ellipse ayant le même centre de gravité, le même axe principal d'inertie, la même aire, et le même rapport du moment d'inertie minimal sur le moment d'inertie maximal, que le bassin versant. Dans cette même étude, il tente de relier les caractéristiques de cette ellipse aux propriétés de réponse du bassin (lag time², amplitude maximum de l'hydrogramme unitaire), obtenues en calculant la réponse du réseau hydrographique à une fonction 'impulsion', sur un modèle d'onde diffusante. Pour les sept bassins versants du Sud de la France étudiés, il met en évidence une corrélation entre un de ces indices morphométriques (la somme du demi-grand axe, du demi-petit axe et de la distance entre l'ellipse et l'exutoire) et deux descripteurs hydrologiques de l'hydrogramme unitaire : le lag time et le débit de pointe.

2.4.2 Occupation du sol

L'activité végétative et le type de sol sont intimement liés, et leurs actions combinées influencent singulièrement l'écoulement en surface. Le couvert végétal retient, selon sa densité, sa nature et l'importance de la précipitation, une proportion variable de l'eau

² Le lag time est l'intervalle de temps séparant le centre de masse de l'épisode de pluie sur le hydrogramme et le pic de débit sur l'hydrogramme.

atmosphérique. Cette eau d'interception est en partie soustraite à l'écoulement. Par exemple, la forêt exerce une action limitatrice importante sur le ruissellement superficiel, régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faibles et moyennes amplitudes. Par contre, son action sur les débits extrêmes lors de crues catastrophiques est réduite (Andréassian, 2002). A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention, favorise un ruissellement rapide.

Ce paragraphe décrit l'impact des différents types d'occupations des sols sur le comportement hydrologique du bassin versant. Les trois premiers et le dernier points de ce paragraphe sont issus du cours d'hydrologie générale de André Musy, professeur à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL).

❑ *Les plans d'eau*

Parmi les éléments de la couverture du sol qui influencent le comportement hydrologique d'un bassin versant, on doit prendre en compte la présence de surfaces d'eau libre telles que les lacs, qui jouent un rôle important du fait de leur capacité de stockage temporaire d'un certain volume d'eau. Ce stockage a pour effet de laminier les crues, c'est-à-dire de réduire le débit de pointe de la crue. Cet effet de laminage est illustré pour le Rhône (entre son entrée dans le Léman au niveau de la Porte du Scex et sa sortie à Genève) dans la figure 2.2 suivante, sur laquelle sont représentées les valeurs du *coefficient mensuel de débits* (rapport entre le débit mensuel et la moyenne annuelle des débits sur une longue période de mesure). On soulignera en outre que la surface du cours d'eau constitue aussi un plan d'eau et que le canal d'une rivière permet aussi de laminier une crue.

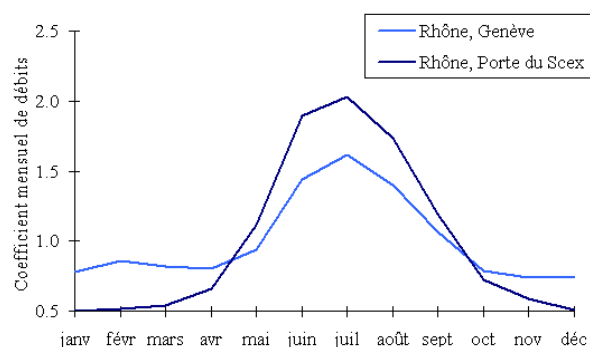


Figure 2.2 : Illustration de l'effet de laminage par un plan d'eau. Cas du Léman sur le débit du Rhône

❑ *La neige et les glaciers*

Certains bassins d'altitude peuvent être partiellement ou totalement couverts de neige ou de glace. Ce type de couverture doit être pris en compte dans l'étude des facteurs de génération de l'écoulement de l'eau. En effet, le réchauffement printanier de la température peut entraîner une fonte rapide de la neige et provoquer du même coup un important écoulement d'eau venant s'ajouter à celui de l'eau des précipitations. De la même manière, la présence de glaciers ou le gel des cours d'eau durant l'hiver peut, lors des processus de fonte, générer des crues de débâcle de glace se traduisant par un transport de blocs de glace. Ceux-ci peuvent localement bloquer l'écoulement de l'eau (embâcle) jusqu'à la rupture de ces barrages naturels. Il s'ensuit alors des crues rapides et intenses pouvant avoir des conséquences catastrophiques.

❑ *Les surfaces urbanisées*

Elles sont généralement caractérisées par une forte imperméabilité. Les surfaces imperméables jouent un très grand rôle en hydrologie urbaine : elles augmentent l'écoulement de surface, réduisent les infiltrations et la recharge des nappes, et diminuent le temps de concentration.

□ **Les territoires agricoles**

Pour ce type d'exploitation, dont le couvert végétal est caractérisé par une forte variabilité temporelle à l'échelle de la saison voire du mois, les conséquences sur le comportement hydrologique sont principalement dues aux modifications des propriétés hydrauliques du sol provoquées par les pratiques agricoles (compactage par les roues des engins agricoles, labour, drainage agricole...) (Green et al., 2003).

Ainsi, Nédélec (1999) confirme que sous certaines conditions, les terres agricoles peuvent être source d'un ruissellement important. Il s'agit notamment de ruissellement hortonien (Horton, 1933), c'est-à-dire résultant de la saturation du profil « par le haut » dès que l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration de la surface du sol. On parle de ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité. Pour ce phénomène, ce sont donc les propriétés hydrauliques de la surface du sol qui vont, avec la pluie, contrôler l'intensité du ruissellement. Or, les phénomènes d'érosion diffuse, et en particulier, la redistribution des particules solides (« effet splash ») sous l'impact des gouttes de pluie (phénomène de battance), contribuent à dégrader l'état de surface du sol et ainsi à réduire la capacité d'infiltration de la surface. Il s'ensuit une augmentation du risque de genèse d'un ruissellement au cours du temps, qui peut alors apparaître même lors d'averses de faible intensité. Ceci est particulièrement important pour les terres cultivées, où le travail du sol modifie radicalement l'état de surface du sol de manière cyclique en fonction du type d'opérations culturales. Les influences des pratiques agricoles au niveau de la parcelle peuvent se faire ressentir à plusieurs niveaux :

- Par les effets liés à la couverture végétale du sol (effet potentiellement protecteur du couvert végétal réduisant la vitesse de formation des croûtes de battance favorables au ruissellement, réduction de la vitesse de ruissellement)
- Par les effets résultant des actions d'ameublissement du sol (augmentation de la capacité d'infiltration et de stockage)
- Par les effets résultant des actions de compactage par les engins agricoles (diminution de l'infiltrabilité qui favorise le ruissellement)

□ **La forêt**

Ce paragraphe reprend des éléments clés de l'étude d'Andréassian (2002), concernant « *L'impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants* ».

L'impact de la végétation forestière sur le comportement hydrologique du bassin versant a clairement pu être mise en évidence grâce à l'invention de l'approche des bassins appariés. La première étude sur des bassins appariés fut réalisée par le US Forest Service sur deux bassins expérimentaux de Wagon Wheel Gap, dans le Colorado, entre 1910 à 1926. Après avoir suivi ces deux bassins adjacents (respectivement de 0.90 et 0.81 km²) pendant huit années (période de calage), l'expérimentation a consisté à récolter par coupe rase l'ensemble de la végétation ligneuse de l'un des bassins (« bassin traité »), tout en conservant au second (« bassin de contrôle ») son état originel. Ainsi, les relations développées entre le comportement des deux bassins au cours des huit premières années permettent de reconstituer ce qu'aurait été le comportement « naturel » du bassin traité s'il n'avait pas été rasé, et donc d'évaluer l'impact hydrologique de la suppression du couvert forestier. Cette expérimentation a mis en évidence une augmentation de la crue de fonte des neiges (altitude moyenne des bassins : 3100 m) de près d'un tiers dans le bassin traité, et la fonte nivale a été avancée d'une douzaine de jours par la coupe de la forêt. De plus, le maximum du débit moyen journalier a été augmenté de 50 %, le rendement en eau du bassin traité est passé de 29 à 34 %, et les étiages ont été augmentés : la disparition de la forêt a donc entraîné une hausse de l'écoulement, à l'échelle annuelle mais aussi pendant la saison sèche.

Dans la littérature, les études montrent clairement que le déboisement a pour effet d'augmenter le débit moyen annuel, et que le reboisement a pour effet de le diminuer. Le déboisement a par ailleurs un impact immédiat sur les crues puisqu'il provoque une hausse du pic de crue et du volume de crue. Certaines études nuancent toutefois ces résultats en avançant par exemple que l'impact du reboisement est très faible sur les crues de fréquences rares (McGuinness et Harrold, 1971), que l'impact de l'exploitation forestière sur les crues importantes est différent suivant la saison (Hornbeck et al., 1997), et qu'aucun effet du déboisement n'est observable pour les crues « cévenoles » (Cosandey, 1993). L'effet du déboisement sur les pics de crues est donc bien plus variable que sur l'écoulement annuel. En période d'étiage, il a par ailleurs été montré que la présence de végétation avait tendance à réduire les débits (Scott et Lesch, 1997). Enfin, on notera que la végétation a un effet sur la répartition temporelle des écoulements : d'une part le déboisement a pour conséquence d'avancer la fusion nivale, et d'autre part le boisement a pour effet de reculer la date à laquelle une proportion donnée du débit s'est écoulée (traduisant une nécessité de recharger pendant plus longtemps les sols des zones forestières).

□ **Le coefficient d'écoulement**

Pour caractériser la capacité d'un bassin versant à produire de l'eau, un indice est très souvent utilisé en hydrologie de surface : le coefficient d'écoulement (C_e). Ce coefficient (en %) est défini comme suit :

$$C_e = \frac{\text{Hauteur d'eau écoulée (mm)}}{\text{Hauteur d'eau précipitée (mm)}} \cdot 100$$

Ce coefficient est fortement influencé par la couverture du sol, comme le montre le tableau 2.1 suivant dans lequel quelques valeurs du coefficient sont présentées. Ces valeurs reflètent la capacité des sols à ruisseler en fonction de la couverture du sol. On remarque notamment le très fort taux du coefficient d'écoulement pour les routes et les toitures. Comme nous l'avons déjà vu, cela s'explique par le fait que ces surfaces sont pratiquement imperméables.

Nature superficielle du bassin versant	Coefficient d'écoulement C_e (%)
Bois	0,1
Prés, champs cultivés	0,2
Vignes, terrains nus	0,5
Rochers	0,7
Routes sans revêtement	0,7
Routes avec revêtement	0,9
Villages, toitures	0,9

Tableau 2.1 : Valeurs du coefficient d'écoulement pour différentes couvertures du sol (Tiré des normes suisses SNV 640 351)

3 PRESENTATION DE LA BASE DE DONNEES

3.1 Les bassins versants choisis

L'étude comparative que nous réalisons s'effectue sur un large échantillon de **307 bassins versants français** (*liste disponible en annexe 1*) issus de régions très variées. Cette diversité nous permet de bénéficier d'un maximum d'hétérogénéités, de façon à pouvoir mettre en évidence des facteurs physiques susceptibles d'expliquer le comportement du modèle avec une approche globale ou semi-distribuée.

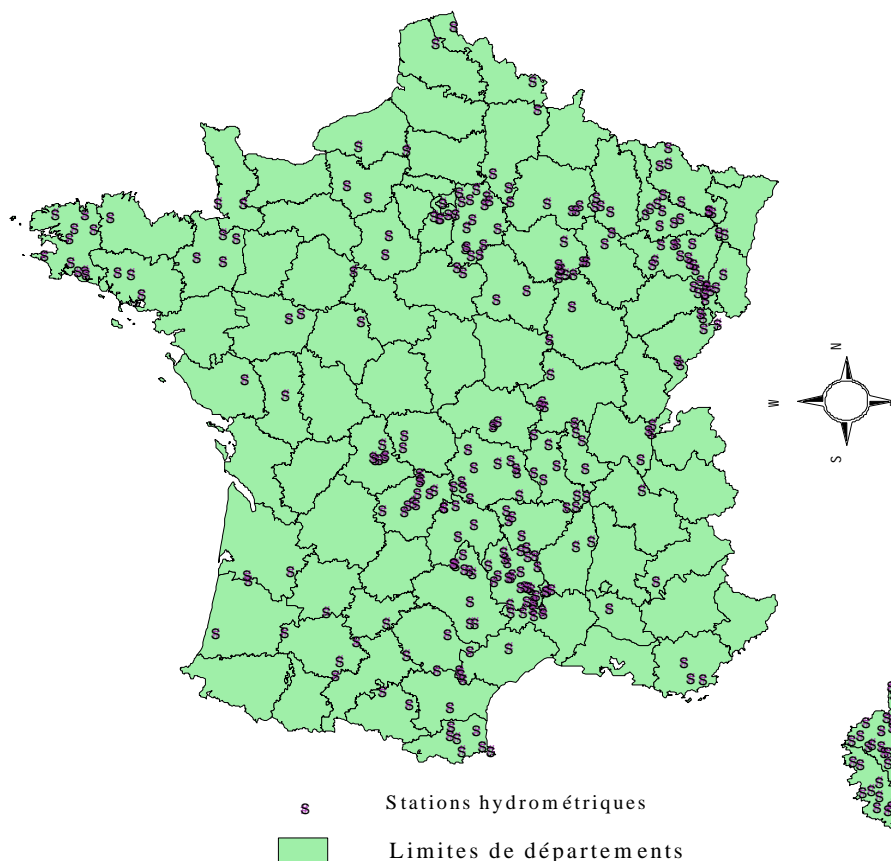


Figure 3.1 : Carte de répartition géographique des 307 stations hydrométriques

Le tableau suivant récapitule le nombre de bassins versants utilisés par zone géographique (les six zones de regroupement choisies correspondent aux six agences de bassins) :

Zone géographique	Nombre de bassins versants
Seine - Normandie	56
Adour - Garonne	61
Loire - Bretagne	65
Rhin - Meuse	31
Artois - Picardie	3
Rhône - Méditerranée - Corse	91
dont Sud-Est continent	58
et Corse	33
Total	307

Tableau 3.1 : Répartition des bassins versants de l'échantillon par zone géographique

Outre la diversité régionale de cet échantillon, nous avons veillé à avoir des bassins versants de toutes tailles, au sein même d'une région, car nous savons que la modélisation conceptuelle globale est généralement sensible à la superficie du bassin. Le graphe suivant schématise la distribution des superficies des bassins.

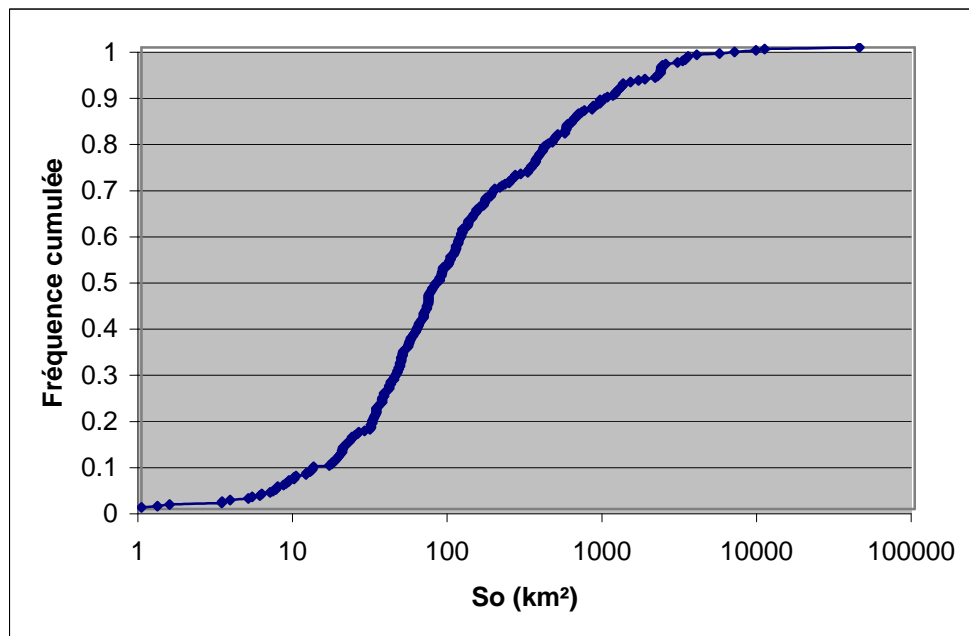


Figure 3.2 : Courbe de distribution des superficies S_o (km^2) des 307 bassins versants

Dans le tableau suivant, on trouve les éléments statistiques descriptifs des distributions de S_o par région, ainsi que pour la totalité de l'échantillon.

	Seine-Normandie	Adour-Garonne	Loire-Bretagne	Rhin-Meuse	Artois-Picardie	Sud-Est continent	Corse	TOTAL 307 BV
moyenne	1516.07	297.79	396.76	990.26	250.00	233.70	151.30	582.57
médiane	349.50	67.00	71.40	145.00	239.00	45.70	70.30	85.00
min	7.10	1.27	1.00	3.30	119.00	1.52	3.75	1.00
max	43800	5460	3166	9387	392	3420	926	43800
écart-type	5953.91	845.59	720.71	2105.65	136.83	569.35	195.00	2713.59

Tableau 3.2 : Description statistique des superficies des bassins versants par région

3.2 Les données

Les données hydrométriques sont issues de la banque de données HYDRO, du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. Cette banque recueille les données d'environ 3300 stations hydrométriques en France.

Les données pluviométriques proviennent de la banque de données PLUVIO de Météo France, qui regroupe des données sur environ 15000 stations pluviométriques. Nous disposons de données au pas de temps journalier pour 740 postes pluviométriques choisis judicieusement pour chaque bassin en fonction de leur localisation. Certains postes peuvent concerner plusieurs bassins versants (bassins emboîtés ou adjacents).

Les données d'EvapoTranspiration Potentielle (ETP), calculées à partir de la formule de Penman (1948), sont également fournies par Météo France.

Les données pluviométriques et hydrométriques sont au pas de temps journalier. Pour l'ETP, nous disposons de moyennes inter annuelles, suffisantes pour la modélisation pluie-débit.

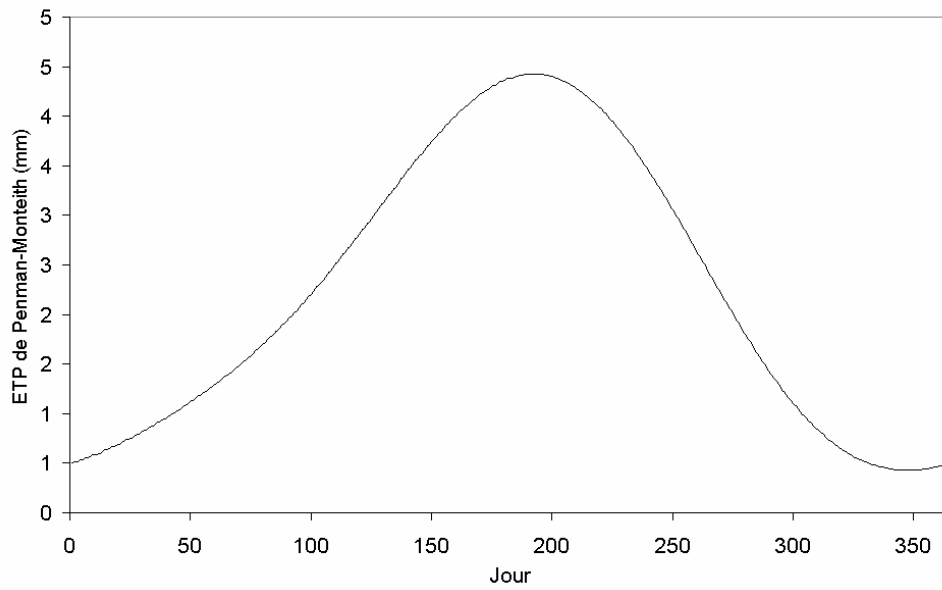


Figure 3.3 : Exemple de courbe d'évapotranspiration potentielle

4 DESCRIPTION PHYSIQUE DU BASSIN VERSANT

4.1 Descripteurs géomorphologiques

Afin de décrire la physiographie des bassins, généralement liée au type de comportement hydrologique, nous avons choisi des indices, appelés « descripteurs géomorphologiques », permettant de caractériser le bassin versant à différents niveaux :

- la saturabilité
- la pente
- la forme
- l'arborescence du réseau hydrographique
- la réponse hydrologique

Certains indices très connus sont repris de la littérature des chercheurs « géomorphologues », d'autres sont adaptés pour mettre en évidence au mieux certaines particularités des bassins versants. Notre liste de descripteurs est loin d'être exhaustive, mais à partir des données que nous étions en mesure d'acquérir, nous avons tout de même essayé de caractériser une large gamme de propriétés du bassin versant. La grande quantité de descripteurs que nous avons finalement conservés reflète notre souhait d'adopter une démarche de recherche sans a priori sur les éventuels résultats.

4.1.1 La notion d'échelle d'observation

Dans ce paragraphe, nous allons voir comment les théories de géométrie fractale (notions consultables en annexe 4) peuvent être appliquées à l'hydrologie descriptive utile pour notre étude.

En hydrologie, la partie du transfert de l'eau que nous percevons le plus facilement est celle qui se fait sous forme d'écoulement à surface libre dans le lit de la rivière. Lorsque l'on voit clairement, à l'œil nu, un chenal en eau, nous sommes tentés de dire qu'il fait partie du réseau hydrographique du bassin versant. Mais en période d'étiage, ce même chenal est peut être à sec...Fait-il toujours partie du réseau hydrographique ? De même, si l'on remonte le cours d'eau jusqu'à la « source », on observe que le cours d'eau se rétrécit petit à petit, jusqu'à ce qu'on ne distingue plus qu'un filet d'eau, lui même alimenté par plusieurs filets d'eau encore plus fins, que l'on n'aperçoit qu'en se baissant. Et si nous avions une loupe, que verrions nous ? Vous comprenez donc qu'il n'est pas si facile de déterminer objectivement le réseau hydrographique d'un bassin versant et de localiser précisément ses sources. Jusqu'à quel degré de précision doit-on aller ?

Avant de définir le réseau hydrographique, il convient de dire quelques mots sur celui qui lui donne naissance, le réseau de drainage. Le réseau de drainage est l'ensemble des chemins d'écoulement que peut emprunter une goutte qui tombe sur le bassin et qui ruisselle sur la surface. Il est déterminé uniquement à partir de la topographie du bassin. En effet, le réseau de drainage déterminé par le logiciel d'analyse des modèles numériques de terrain (MNT) que nous utilisons (cf chapitre 5) ne tient pas compte des caractéristiques telles que la végétation, la pédologie, les karsts...Il détermine les écoulements possibles uniquement à partir des grilles d'altitude du MNT, comme si l'eau ne pouvait que ruisseler à la surface du bassin. La surface du bassin versant est donc totalement recouverte par le réseau de drainage.

On observe ainsi des zones de confluence plus ou moins forte, des mailles qui reçoivent l'eau de plus ou moins de mailles amont. Plus l'aire drainée par une maille est élevée, plus il sera probable d'observer un écoulement dit 'de rivière' à cet endroit. Pour définir le réseau hydrographique à partir du réseau de drainage, il est donc nécessaire de fixer **un seuil S**,

surface drainée limite au-dessus de laquelle on considère qu'on a un écoulement de rivière. Toutes les mailles qui ont une surface drainée supérieure à S font donc partie du réseau hydrographique. Finalement, le réseau hydrographique est obtenu en tronquant le réseau de drainage des mailles qui drainent moins de S km². C'est ce seuil S , ou plutôt la valeur adimensionnelle S/S_0 (où S_0 est l'aire totale du bassin versant), que l'on appelle **échelle d'observation. Le réseau hydrographique dépend donc de l'échelle d'observation que nous choisissons.** C'est pourquoi de nombreux indices descriptifs (longueur totale du réseau hydrographique L_{tot} , nombre de sources N , longueur du drain le plus long L_{max} ...) dépendent également de l'échelle d'observation (voir paragraphe suivant).

4.1.2 Liste et interprétation physique des indices physiographiques

Afin de calculer ces indices, nous avons auparavant eu besoin de déterminer des caractéristiques plus basiques telles que :

- La superficie **S_0** du bassin versant
- Les altitudes moyenne, maximale et minimale du bassin (**Z_{moy} , Z_{max} , Z_{min}**)
- La différence d'altitude **R** entre le point le plus haut du réseau hydrographique et l'exutoire
- La distance maximale **D** entre deux points du bassin versant
- Le nombre de points sources **N**
- La longueur maximale **L_{max}** du cours d'eau
- La longueur totale **L_{tot}** de cours d'eau

En annexe 2, vous trouverez un tableau récapitulatif de tous les indices physiographiques que nous avons utilisés, avec pour chacun une explication concise de son intérêt, et quelques références sur ses origines ou sur des études qui l'ont utilisé. Des données statistiques (moyenne, médiane, écart-type...) des valeurs de chaque indice sont également disponibles en annexe 3.

4.1.2.1 Saturabilité

□ Indice topographique **TI** :

Cet indice est utilisé dans le modèle hydrologique TOPMODEL de Beven pour caractériser les zones saturables en eau du bassin versant. Plus **TI** est élevé, plus la zone aura tendance à être saturable. En effet, pour une zone de faible pente locale P recevant beaucoup d'eau des zones voisines (A , aire contributive locale, élevée), on aura **$TI = \log(A/P)$** élevé. L'indice topographique étant un indicateur local (sa valeur est donnée en chaque pixel), les résultats que nous obtenons sont sous forme de courbe de distribution.

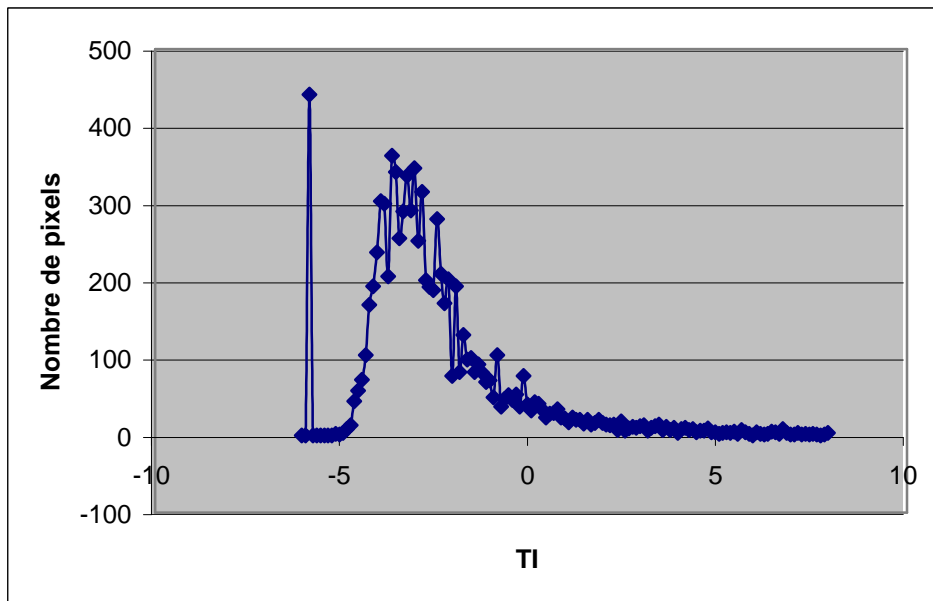


Figure 4.1 : Exemple de courbe de distribution de l'indice topographique TI

Les indices de comparaison que nous avons retenus pour décrire cette courbe caractéristique sont finalement les 1^{er}, 2^{ème} et 3^{ème} quartiles, que nous avons appelés respectivement TI25%, TI_{moy} et TI75%, et qui renseignent à la fois sur la tendance générale du bassin et sur l'étalement de la courbe de distribution vers des valeurs plus extrêmes.

4.1.2.2 Pente

La pente du sol et la pente du cours d'eau sont des caractéristiques du bassin versant qui influent directement sur la vitesse de l'écoulement de l'amont vers l'aval. Plus la pente est forte, plus la composante gravitationnelle du poids projetée sur le plan d'écoulement est élevée, entraînant alors plus facilement l'eau dans un ruissellement rapide, ce qui peut accentuer et accélérer les pics de crues. Toutefois, la pente est très hétérogène sur tout le bassin versant. Il est donc difficile de décrire précisément ce paramètre pour un bassin. Des spécialistes tels que Zavoianu (1985) proposent néanmoins des indices globaux de pente, couramment utilisés par la communauté géomorphologue.

□ Indice de pente du bassin IPB :

On le définit par la formule suivante :

$$\text{IPB} = \frac{H5\% - H95\%}{L_{\text{max}}}$$

H5% et H95% sont les altitudes au-dessus desquelles on trouve respectivement 5% et 95% de la surface du bassin. On les trouve à partir de la courbe de distribution des altitudes ou courbe hypsométrique du bassin. La courbe suivante en est un exemple :

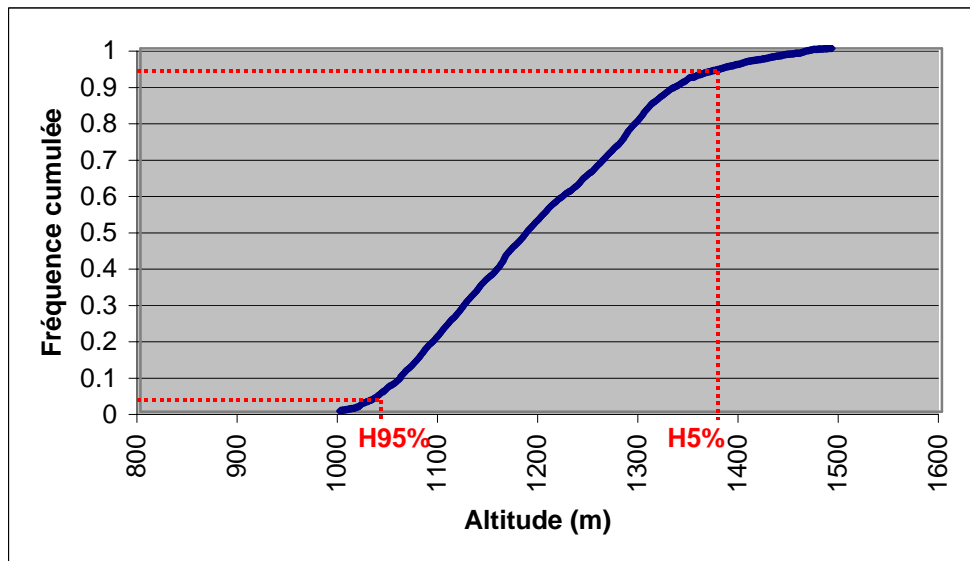


Figure 4.2 : Exemple de courbe hypsométrique

Le fait de choisir H5% et H95% au lieu Zmax et Zmin permet de ne pas tenir compte des valeurs extrêmes et minoritaires des altitudes, et d'avoir ainsi un indice plus global.

□ **Indice de pente du réseau hydrographique IPH :**

Alors que l'indice de pente du bassin prend en compte la pente globale du sol « sec » sur tout le bassin, l'indice de pente du réseau hydrographique est lié aux pentes moyennes de tous les cours d'eau du bassin. Ce sont les pentes du cours d'eau lui-même qui ont un effet sur la transmission de l'onde de crue d'amont en aval. Sur certains types de bassins, où l'on note une forte érosion du lit de la rivière, on peut avoir des profils en long du cours d'eau très différents du profil en long du bassin. C'est pourquoi il est intéressant de distinguer ces deux types de pentes en définissant deux indices distincts.

L'indice de pente du réseau hydrographique est calculé comme ceci :

$$\text{IPH} = \frac{\sum F}{\sum L}$$

où F et L sont respectivement la dénivelée et la longueur d'un tronçon de la rivière, les sommations se faisant pour tous les tronçons possibles du cours d'eau.

Dans le paragraphe sur l'échelle d'observation, nous avons cependant vu que le nombre de tronçons et leur taille pouvaient dépendre du seuil S que nous imposions. Pour notre étude, nous avons choisi de calculer IPH pour un seuil d'observation de 0.01 km². Si nous avions choisi un seuil S plus petit, nous aurions accru le nombre de tronçons sur la partie amont du bassin ; nous aurions donc donné plus de poids aux pentes fortes, et nous aurions trouvé un indice IPH supérieur.

4.1.2.3 Arborescence du réseau hydrographique

□ Ordre de Strahler :

La première tentative de classification des cours d'eau fut réalisée par Gravelius en 1914. Dans cette classification, le cours d'eau le plus long, de la source à l'exutoire, est celui d'ordre 1. Les chenaux alimentant directement celui d'ordre 1 sont d'ordre 2, ceux alimentant un tronçon d'ordre 2 sont d'ordre 3, et ainsi de suite jusqu'aux cours d'eau les plus petits.

En 1945, l'ingénieur hydrotechnique américain Horton inversa le système de classification précédent, attribuant le premier ordre aux cours d'eau naissants les plus petits. Le cours d'eau d'ordre 2 sera alors un cours d'eau recevant un ou plusieurs tronçons d'ordre 1, et uniquement d'ordre 1. Quand un tronçon d'ordre 2 en rejoint un autre d'ordre 2, on obtient un cours d'eau d'ordre 3, et ainsi de suite. De même, les chercheurs Panov (1948), Strahler (1952), Scheidegger (1965), et Shreve (1966), parmi beaucoup d'autres, étudièrent cette problématique et tentèrent d'améliorer les théories de classification des cours d'eau.

L'algorithme de classification utilisé par « River Tools », logiciel que nous utilisons dans cette étude pour analyser les caractéristiques géomorphométriques des bassins, est celui de Strahler. Les cours d'eau ayant pour extrémité amont une source sont d'ordre 1. La confluence de deux cours d'eau d'ordre n en donne un d'ordre $(n+1)$, et la confluence d'un cours d'eau d'ordre n avec un d'ordre $(n+1)$ donne un cours d'eau d'ordre $(n+1)$. L'ordre du tronçon arrivant à l'exutoire est donc l'ordre maximum du bassin, que nous appelons W .

Il est toutefois évident que la classification, et par conséquent W , sont différents selon l'échelle d'observation que l'on adopte. Afin d'obtenir un indice comparable pour tous les bassins de l'échantillon nous avons choisi de calculer W pour une superficie seuil S de 0.1 km².

□ Coefficient de bifurcation α :

Le coefficient de bifurcation décrit le degré d'éclatement d'un réseau hydrographique. Pour un seuil d'observation S donné, si α augmente, le nombre de sources N augmente également. On définit α à partir de la courbe de la fonction $N=f(S/S_0)$. Les courbes obtenues sont du type de celle-ci :

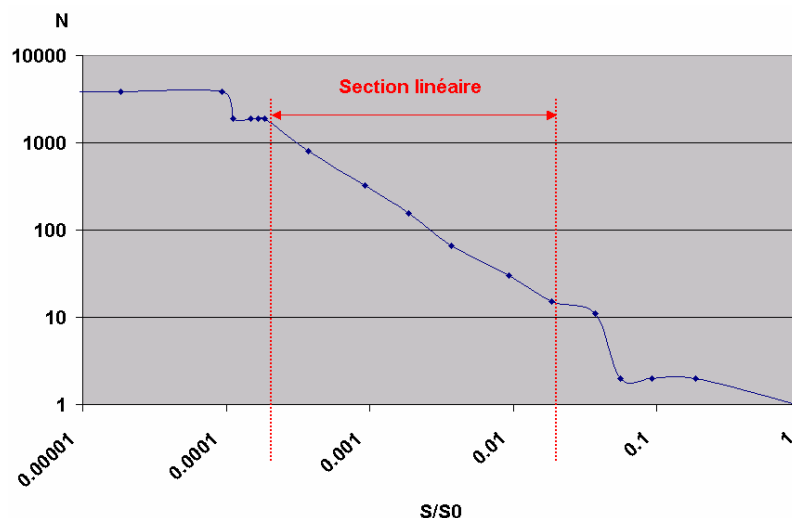


Figure 4.3 : Exemple de courbe $N=f(S/S_0)$, sur axes log-log, où N est le nombre de sources et S/S_0 l'échelle d'observation.

Chaque courbe présente un intervalle sur lequel la courbe est linéaire décroissante ; il est alors possible de faire une régression sur cette zone. Moussa et Bocquillon (1993) fixaient cet intervalle à $0.3\% < S/S_0 < 5\%$. Sur cet intervalle, on peut alors trouver deux coefficients α et K tels que :

$$N = K * \left(\frac{S}{S_0} \right)^{-\alpha}$$

N est le nombre de sources, S/S_0 l'échelle d'observation.

On peut donc considérer que α est une **propriété invariante d'échelle**, et qu'il est intéressant de l'utiliser pour pouvoir comparer les bassins entre eux, sur le plan de l'éclatement du réseau hydrographique, quelle que soit leur taille.

Les résultats trouvés pour α sont les suivants : moyenne de 1.06, médiane de 1.05, minimum de 0.94, maximum de 1.31, et écart-type de 0.04. Un lecteur averti sera probablement marqué par les résultats obtenus pour le coefficient α . En effet, il peut être surprenant de trouver un indice α plus grand que 1 pour certains bassins. En terme de dimension fractale, cela donne une dimension supérieure à 2, ce que nous avons du mal à imaginer pour un réseau « filiforme », même dense, alors que la limite de 2 pour une dimension physique correspond en fait à un plan. Pour $\alpha = 1$, cela donne la relation $N = K * (S/S_0)^{-\alpha} = K * (S_0/S)$, donc si on divise S par 2 on trouve que le nombre de sources N est multiplié par 2. Si α est supérieur à 1, N est alors plus que doublé si on divise S en 2. C'est ce résultat qui est généralement contesté par les géomorphologues. Notre logiciel d'analyse nous donne pourtant fréquemment ce type de résultat.

Nous remarquons néanmoins que α varie très peu d'un bassin à l'autre (écart-type de 0.04), et reste très souvent proche de 1. Nous pouvons alors nous demander si la valeur $\alpha = 1$ n'est pas un paramètre fixe du logiciel pour son algorithme d'extraction des réseaux de drainage. La dimension fractale de 2 (équivalente à $\alpha = 1$), est d'ailleurs celle que l'on obtient quand on modélise l'arborescence d'un fleuve et ses affluents par une « courbe de Peano » (Mandelbrot, 1995). Les faibles écarts de α autour de 1 pourraient alors correspondre aux approximations dues à la régression linéaire de la courbe $N = f(S/S_0)$. Nous n'avons toutefois pas obtenu les informations nécessaires sur la structure interne de notre logiciel River Tools ; nous devons donc rester prudents sur ces hypothèses, ainsi que sur l'interprétation et l'utilisation de cet indice fractal α pour la description de l'arborescence de nos bassins.

□ **Densité de drainage D_d :**

La densité de drainage est une propriété fondamentale du terrain naturel qui reflète les conditions climatiques locales, le relief, la géologie, etc. La suite de ce paragraphe développe les facteurs qui peuvent influencer sur cet indice, défini par.

$$D_d = \frac{L_{tot}}{S_0}$$

où L_{tot} est la longueur totale du réseau hydrographique, et S_0 la surface totale du bassin versant. Son unité est le km par km², c'est-à-dire le km⁻¹.

Il s'agit d'un paramètre très souvent utilisé pour décrire les bassins versants. Il correspond en fait à la **longueur moyenne de cours d'eau par unité de surface**. Sur un bassin versant, une

hausse de la densité de drainage Dd, correspondant à une augmentation de la longueur totale de cours d'eau, pourra se manifester par une diminution du temps moyen de cheminement de l'eau jusqu'à l'exutoire. En effet, en général, l'écoulement à la surface du sol est plus lent que dans le cours d'eau lui-même. Mais il faut rester prudent sur ce type de comparaison entre bassins distincts car le temps de cheminement dépend de nombreux autres facteurs (pentes, rugosités, largeur et profondeur du cours d'eau...).

Cet indice est par ailleurs dépendant de l'échelle d'observation. Pour notre étude, nous avons choisi un seuil S de 0.01 km² pour déterminer Ltot et donc la densité de drainage Dd.

De nombreuses études ont été faites sur ce paramètre pour établir son lien avec les conditions environnementales et les autres éléments morphométriques, ou pour déterminer comment il est affecté par les activités humaines. Mais aucune étude n'a encore réussi à exprimer quantitativement tous les facteurs qui influent sur la densité de drainage. On sait néanmoins que la densité de drainage dépend de certains éléments morphométriques, des conditions climatiques, et du comportement hydrologique du terrain. Ainsi, des variations régionales de densité de drainage sont généralement expliquées par des différences de capacité d'infiltration (Horton, 1945) dues à des variations de perméabilité du sol. Par ailleurs, Melton (1957) montra par exemple qu'il existait une corrélation inverse entre Dd et l'indice de précipitation effective P/E. En 1967, Hirsch étudia la dépendance de Dd avec **les facteurs hydrologiques** (H) (sol favorable à l'infiltration, au ruissellement de surface...), **la pente** (P), et **la végétation** (V). Il montra alors que ces trois facteurs avaient une influence sur Dd, avec en priorité les caractéristiques hydrologiques de la région, suivies de la pente puis du couvert végétal³. On a en outre trouvé une dépendance entre le débit de base Qb et la densité de drainage Dd (Carlston, 1963), exprimée par la relation $Qb^{(4)} = 14 Dd^{-2}$. La densité de drainage évolue également avec le temps, selon le stade d'évolution géomorphologique de la région, selon les changements climatiques à long terme, selon les actions anthropiques.

Une correspondance statistique a par ailleurs été trouvée pour calculer la densité de drainage : Dd est en fait reliée à la distance moyenne \bar{L} qu'il faut marcher depuis un point quelconque du bassin versant jusqu'au thalweg le plus proche (Tucker et al., 2001). On a ainsi la relation : $\bar{L} \sim 1/(2*Dd)$ (Horton, 1932)

Nous voyons donc que la densité de drainage peut dépendre de multiples facteurs. Pourtant, nous ne devons pas oublier que, dans notre étude, la détermination des densités de drainage se fait par l'intermédiaire d'un logiciel d'analyse de modèles numériques de terrain (MNT), qui prend en compte uniquement la topographie du bassin. Cette topographie est certes le reflet d'une évolution géologique et de conditions environnementales locales, et la topographie a également un effet sur d'autres facteurs, tels que la végétation, qui peuvent influencer directement sur la densité de drainage ; mais le fait de ne considérer que la topographie pour calculer la densité de drainage est probablement restrictif. C'est pourquoi nos résultats sur les valeurs de Dd, déjà approximatifs puisqu'ils ne représentent qu'une valeur moyenne sur tout le bassin, peuvent s'écarter de valeurs obtenues par une autre méthode. Nous considérons toutefois que cette méthode de détermination permet de prendre en compte certains paramètres non négligeables quant à leur impact sur la densité de drainage (topographie, pente...). Le paramètre Dd que nous obtenons est donc riche en informations et reste comparable d'un bassin à l'autre puisque le mode de détermination est le même.

³ L'analyse statistique sur nos indices montre effectivement une certaine corrélation entre Dd et l'altitude, la pente, le type de végétation. On note, cependant que l'altitude, la pente, la végétation sont elles-mêmes corrélées entre elles. Il est donc probable qu'un seul de ces facteurs, ou un autre également lié (précipitations...) soit réellement influent sur la densité de drainage.

⁴ Unité de Qb: 'cubic feet per second per square mile'.

4.1.2.4 Forme du bassin et du réseau hydrographique

La forme globale d'un bassin est importante dans le sens où elle influe sur son comportement hydrologique. Nous savons par exemple que les crues se déplacent plus rapidement, arrivent plus tôt et avec une plus forte amplitude dans un bassin rond que dans un bassin allongé. En effet, dans un bassin rond tous les chenaux tributaires du chenal principal sont plus ou moins de même longueur, si bien que les pics de crues de tous les chenaux ont tendance à arriver en même temps à l'exutoire. Dire qu'un bassin est rond, ovale, ou allongé pour décrire sa forme reste toutefois très subjectif. Nous proposons donc plusieurs indices permettant de quantifier diverses caractéristiques morphométriques du bassin et du réseau hydrographique.

□ Intégrale hypsométrique HI :

Le relief d'un bassin versant peut être représenté par la courbe de sa répartition hypsométrique. Elle est tracée sur la figure suivante, en reportant en ordonnée l'altitude relative h/H , et en abscisse le **pourcentage de la surface du bassin dont l'altitude relative est supérieure ou égale à h/H** . On définit alors l'intégrale hypsométrique (HI) comme l'intégrale de la courbe hypsométrique de type « pourcentage hypsometric curve » (axes adimensionnels). Par définition, **HI est toujours compris entre 0 et 1**.

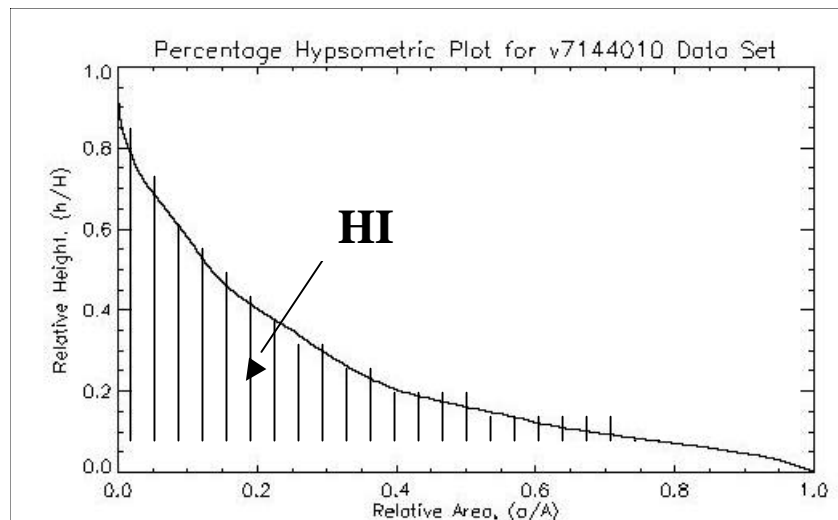


Figure 4.4 : Exemple de courbe hypsométrique, avec les axes adimensionnels (courbe du type « pourcentage hypsometric curve »)

[Cette courbe représente la distribution de la fraction a/A de la superficie totale qui est au-dessus de l'altitude relative h/H]

La courbe ci-dessus est tirée de la courbe de répartition des altitudes, dite « aire-altitude » (voir figure 4.5), elle-même obtenue en mesurant la surface comprise entre les différentes courbes de niveau sur les cartes IGN.

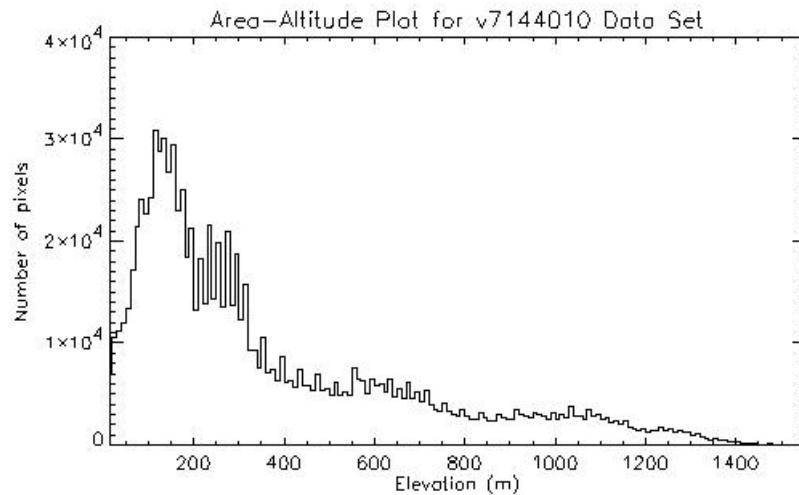


Figure 4.5 : Courbe de distribution « pixels-altitude »
 [permettant de trouver la courbe aire-altitude en multipliant le nombre de pixels par l'aire correspondante]

La forme de cette courbe de distribution « aire-altitude » est également reflétée par la courbe hypsométrique (« pourcentage hypsometric curve »). Ainsi, si le pic de la courbe aire-altitude correspond aux faibles altitudes, la courbe hypsométrique sera concave, et s'il correspond aux fortes altitudes, la courbe sera convexe.

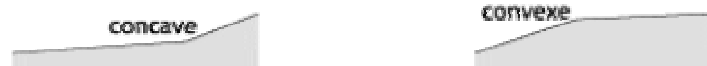


Figure 4.6 : Concavité et convexité (pour mémoire...)

Afin de pouvoir interpréter plus facilement les valeurs de HI, on retiendra cette expression:

$$HI = \frac{Z_{moy} - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}}$$

HI est proche de 1 quand l'aire est surtout répartie en hauteur par rapport à l'exutoire, et HI est proche de 0 quand l'aire est surtout répartie sur les altitudes proches de l'exutoire. On peut donc considérer que HI est un indicateur de l'énergie potentielle dont disposerait une pluie homogène sur toute la surface du bassin.

Cet indice a néanmoins l'inconvénient d'apporter une vision globale de la distribution ; il contient peu ou pas d'informations sur certaines singularités essentielles du relief, telles que les discontinuités de pentes, les plates-formes...

D'un point de vue signification physique de l'intégrale hypsométrique, on peut dire qu'il est lié à l'état d'avancement dans l'évolution du bassin versant aux niveaux géomorphologique (Strahler, 1952b) et paléogéographique. Ainsi, HI est faible pour un état de maturité avancé, et HI est plus élevé pour un relief jeune. C'est d'ailleurs un indicateur très utilisé par les glaciologues dans leurs études comparatives sur les glaciers.

□ **Facteur de forme SF :**

$$SF = \frac{\sqrt{S_o}}{D}$$

So est la superficie totale du bassin versant et D est la distance maximale entre deux points quelconques du contour du bassin versant.

SF caractérise la forme du bassin indépendamment de sa taille. Deux bassins de forme similaire, quelle que soit leur taille, auront un facteur de forme SF très proche. Le cercle est la forme qui a le plus grand SF ($\sqrt{pR^2}/2R \approx 0.886$). Plus le bassin aura une forme allongée, plus SF sera faible.

□ **Coefficient de forme b :**

Ce coefficient fractal décrit la forme du réseau hydrographique du bassin versant.

$$b = \frac{L_{tot}}{[(S / S_o)^{1/2-\alpha} - 1] * \sqrt{S_o}}$$

L_{tot} est la longueur totale de cours d'eau sur le bassin, S_o l'aire totale du bassin, S/S_o l'échelle d'observation, et α le coefficient de bifurcation (déterminé dans le paragraphe précédent).

Etant donnée cette expression, on pourrait croire que β dépend de l'échelle d'observation S/S_o. Mais l'avantage de cet indice fractal est justement qu'il vérifie les hypothèses de similitude interne et de fractalité, il est donc constant (voir détail en annexe 5). Pour chaque bassin nous avons vérifié que β était bien constant à différentes échelles d'observation (les mêmes qui ont permis de déterminer α par régression). Les résultats n'étant pas parfaitement constants mais relativement proches, nous avons fait une moyenne des β calculés à chaque échelle d'observation afin d'obtenir le coefficient de forme β définitif. Pour confirmer que les β sont relativement constants pour un bassin donné, quelle que soit l'échelle d'observation, voici une synthèse des écarts-types que l'on obtient sur tout l'échantillon :

	Ecarts-types sur les b
Moyenne	0.06
Médiane	0.06
Minimum	0.01
Maximum	0.13
Ecart-type	0.02

Tableau 4.1 : Ecarts-types sur les b obtenus pour chaque bassin avec des échelles d'observation différentes

On voit bien que pour tous les bassins de l'échantillon, les fluctuations sont relativement faibles autour de la valeur moyenne de β.

La valeur de β augmente quand L_{tot} augmente. Bien que surnommé « facteur de forme » par son créateur (Moussa et al., 1993), on a l'impression qu'il se rapproche du coefficient de densité de drainage $Dd = L_{tot}/S_o$, avec l'avantage d'être **indépendant de l'échelle d'observation**.

□ **Coefficient d'allongement b' :**

Cet indice est également fractal (Moussa et al., 1993). Comme β , il est **constant pour un bassin donné, quelle que soit l'échelle d'observation**. On le calcule donc en faisant une moyenne des β' obtenus pour diverses valeurs de S/S_o . Ce paramètre caractérise la distribution des longueurs des drains. Comme le montre son expression littérale, pour un bassin de superficie S_o donnée, β' croît lorsque L_{max} , longueur du plus long drain, augmente. Ainsi, plus β' est grand, plus le réseau hydrographique est allongé.

$$b' = \frac{L_{max}}{\sqrt{S_o}} * \frac{1}{(2a - 1)(1 - \sqrt{\frac{S}{S_o}})}$$

De même que pour β , voici le résumé des écarts-types de β' pour chaque bassin :

	Écarts-types sur les b'
Moyenne	0.03
Médiane	0.02
Minimum	0.00
Maximum	0.14
Ecart-type	0.02

Tableau 4.2 : Écarts-types sur les b' obtenus pour chaque bassin avec des échelles d'observation différentes

4.1.2.5 Réponse hydrologique du bassin

Les indices suivants sont tous déterminés à partir de la **courbe « aire-distance »** de chaque bassin versant. Cette courbe est obtenue grâce au logiciel River Tools : à partir du réseau de drainage qu'il a défini pour toute la surface du bassin versant, il détermine en chaque pixel la distance d'écoulement qu'il y a jusqu'à l'exutoire. La courbe aire-distance est en fait la courbe de distribution du nombre de pixels (converti en aire en multipliant ce nombre par la superficie unitaire d'un pixel) en fonction de la distance à l'exutoire. La courbe suivante en est un exemple :

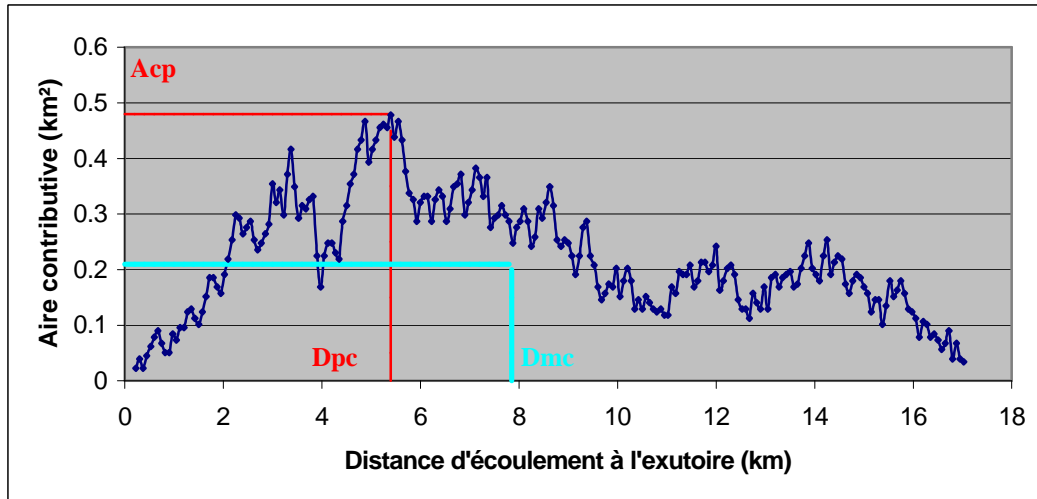


Figure 4.7 : Exemple de courbe « aire-distance »

□ **Distance de pic de crue Dpc :**

La distance de pic de crue correspond à la distance d'écoulement (à partir de l'exutoire, en suivant les écoulements du réseau de drainage) à laquelle on a le plus de pixels. En supposant que toute l'eau qui tombe uniformément sur le bassin versant ruisselle à la même vitesse à la surface, la courbe « aire-distance » ressemblerait à l'hydrogramme unitaire, et Dpc serait la distance à laquelle seraient tombées les gouttes contribuant au pic de crue.

□ **Distance moyenne de pic de crue Dmc :**

Dmc est la distance moyenne calculée à partir de la courbe aire-distance.

□ **Aire contributive du pic de crue Acp :**

Acp est l'aire contributive correspondant à Dpc. Cette aire est toutefois dépendante de la résolution du MNT. En effet, selon la résolution de la grille du MNT (75 m ou 525 m), la discrétisation des distances jusqu'à l'exutoire sera différente ; pour un MNT de 75 m on aura une discrétisation plus fine des distances et un nombre de pixels inférieur pour une distance donnée. L'aire contributive sera par conséquent inférieure pour un MNT de 75 m que pour un MNT de 525 m.

□ **Indice de réponse IR :**

$$IR = Dmc / \sqrt{IPB}$$

Dmc est la distance moyenne de crue et IPB est l'indice de pente du bassin.

Cette expression est inspirée :

- De l'expression du **temps de réponse** : $Tr = D/V$ où V est la vitesse d'écoulement et D une distance caractéristique (Dmc par exemple)
- De la formule de Manning Strickler : $V = K.R^{2/3}.P^{1/2}$, où K est la rugosité, R le rayon hydraulique, et P la pente.

Par analogie, mais sans fondement physique réel, on suppose donc qu'un indice de réponse IR grand correspondrait à un bassin à réaction lente, et un IR petit à un bassin à réaction rapide. Nous voyons quand même que cet indice dépend de la taille du bassin et n'est pas vraiment comparable pour des bassins de tailles différentes. Nous proposons donc l'indice adimensionnalisé suivant :

$$IRo = IR/L_{max} = \frac{Dmc}{L_{max} \sqrt{IPB}}$$

IRo peut donc être assimilé à un **indice de réponse relatif**, qui correspondrait à un temps de réponse moyen divisé par le temps de parcours maximum. Notons toutefois que, même si IR et IRo ont été définis ici dans le but de représenter des temps de réponse absolus et relatifs, nous n'avons pas vérifié s'il y avait réellement une correspondance entre ces deux grandeurs.

4.2 Couvert végétal

Le couvert végétal est une caractéristique physique qui peut influencer fortement sur le comportement hydrologique d'un bassin versant. Ainsi, une zone rocheuse avec peu de végétation, ou une surface agricole cultivée, ne réagiront pas de la même manière qu'une zone forestière face à une période de précipitations. La végétation est un facteur d'interception de la pluie, qui diminue la pluie nette, freine le ruissellement, favorise l'infiltration, diminue le rendement en eau du bassin. La présence de végétation telle que la forêt a donc tendance à atténuer les pics de crues (pour les crues non extrêmes), et également réduire les débits d'étiage.

Dans le tableau 5.1 (chapitre suivant), nous listons toutes les classes de végétations décrites par la base de données Corine Land Cover sur le territoire. Pour notre étude, nous nous limiterons principalement aux descriptions de niveau 2, sauf pour les forêts où nous approfondirons la description en allant jusqu'au niveau 3. Le tableau 5.1 met en évidence le détail des classes de végétations que nous avons relevées pour chaque bassin versant.

Conclusion :

Nous avons donc défini une vingtaine d'indices géomorphologiques et une vingtaine d'indices d'occupation des sols pour décrire chaque bassin versant. Cette liste est loin d'être exhaustive, mais elle est suffisamment vaste pour englober de nombreuses particularités du bassin versant susceptibles d'être liées au comportement hydrologique du bassin, et donc au fonctionnement du modèle hydrologique utilisé. Connaissant l'impact potentiel des caractéristiques géologiques et pédologiques sur le fonctionnement hydrologique du bassin, nous regrettons toutefois de ne pas avoir pu exploiter ce type de données, comme l'avait fait Baudez (1997). Nous allons désormais expliquer comment nous avons pu obtenir tous ces indices, et comment nous avons exploité cette quantité d'informations pour répondre à notre problématique.

5 METHODOLOGIE

5.1 Méthode d'analyse des bassins versants

5.1.1 River Tools

River Tools est un logiciel d'analyse des Modèles Numériques de Terrain (MNT), également appelés Digital Elevation Model (DEM). Les MNT sont des grilles numériques géoréférencées où chaque nombre représente l'altitude du sol au point de coordonnées (x,y) correspondant. Les MNT sont construits à partir de cartes IGN, et l'écart entre deux points sur un même axe peut, selon les MNT, être de 75 mètres ou de 525 mètres. Pour l'analyse de nos bassins, nous avons utilisé les MNT de 75 m, beaucoup plus précis. Cette résolution trouve toutefois quelques limites pour les bassins versants les plus petits, de l'ordre du kilomètre carré, pour lesquels le logiciel dispose donc de moins de 200 données ponctuelles d'altitude pour reconstituer le réseau de drainage potentiel.

Le logiciel River Tools utilise donc les données des MNT pour reconstituer virtuellement un relief sur la zone considérée, et à partir duquel il calcule, en chaque maille, le vecteur écoulement imposé par les altitudes des mailles voisines. En lui fournissant les coordonnées d'un exutoire il est donc en mesure de déterminer le contour du bassin versant correspondant, le réseau hydrographique, ainsi que certaines caractéristiques descriptives de la forme du bassin (allongement, plus grande distance...) et de sa géomorphologie (longueur du cours d'eau, pente...)

5.1.2 Corine Land Cover

Corine Land Cover est une base de données de l'occupation des terres sur toute la France. Elle est produite et diffusée par l'IFEN, Institut Français de l'Environnement. Sa production repose sur une photo-interprétation visuelle d'images satellitaires, assistée de données d'appui telles que des photographies aériennes et des cartes topographiques ou thématiques diverses.

Corine Land Cover fournit de nombreuses classes de végétation réparties en 5 classes de niveau 1, 15 classes de niveau 2, et 44 classes de niveau 3, chaque niveau représentant un degré de précision différent : le premier niveau correspond aux grandes catégories d'occupation du sol repérables à l'échelle de la planète, le second niveau est utilisable pour les échelles de 1/500 000 et 1/1 000 000 et le troisième niveau est utilisé au 1/100 000. Cette classification a été réalisée dans le but de pouvoir recouvrir l'intégralité du territoire. Il n'y a donc pas d'endroit non interprété au sein de Corine Land Cover. La surface de la plus petite unité cartographiée est de 25 hectares. Le tableau 5.1 résume les classes et sous classes fournies par la base de données, ainsi que celles que nous avons choisi d'analyser sur chaque bassin versant.

Par juxtaposition des contours de bassins trouvés par River Tools et des données de végétation de Corine Land Cover, grâce au logiciel SIG (Système d'Information Géographique) Arcview, nous avons pu trouver la proportion des différentes catégories de végétation, sur chaque bassin.

Niveau 1	Niveau 2	Niveau 3
1-Territoires artificialisés	1.1-Zones urbanisées	1.1.1-Tissu urbain continu
		1.1.2-Tissu urbain discontinu
	1.2-Zones industrielles ou commerciales et réseaux de communication	1.2.1-Zones industrielles et commerciales
		1.2.2-Réseaux routiers et ferroviaires et espaces associés
		1.2.3-Zones portuaires
		1.2.4-Aéroports
	1.3-Mines, décharges et chantiers	1.3.1-Extraction de matériaux
		1.3.2-Décharges
		1.3.3-Chantiers
	1.4-Espaces verts artificialisés, non agricoles	1.4.1-Espaces verts urbains
1.4.2-Equipements sportifs et de loisirs		
2-Territoires agricoles	2.1-Terres arables	2.1.1-Terres arables hors périmètres d'irrigation
		2.1.2-Périmètres irrigués en permanence
		2.1.3-Rizières
	2.2-Cultures permanentes	2.2.1-Vignobles
		2.2.2-Vergers et petits fruits
		2.2.3-Oliveraies
	2.3-Prairies	2.3.1-Prairies
		2.4.1-Cultures annuelles associées aux cultures permanentes
		2.4.2-Systèmes culturaux et parcellaires complexes
		2.4.3-Territoires principalement occupés par l'agriculture, avec présence de végétation naturelle importante
2.4-Zones agricoles hétérogènes	2.4.4-Territoires agro-forestiers	
	3.1-Forêts	3.1.1-Forêts de feuillus
		3.1.2-Forêts de conifères
3.1.3-Forêts mélangées		
3.2-Milieus à végétation arbustive et/ou herbacée	3.2.1-Pelouses et pâturages naturels	
	3.2.2-Landes et broussailles	
	3.2.3-Végétation sclérophylle	
	3.2.4-Forêt et végétation arbustive en mutation	
3.3-Espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation	3.3.1-Plages, dunes et sable	
	3.3.2-Roches nues	
	3.3.3-Végétation clairsemée	
	3.3.4-Zones incendiées	
	3.3.5-Glacières et neiges éternelles	
4-Zones humides	4.1-Zones humides intérieures	4.1.1-Marais intérieurs
		4.1.2-Tourbières
	4.2-Zones humides maritimes	4.2.1-Marais maritimes
		4.2.2-Marais salants
		4.2.3-Zones intertidales
5-Surfaces en eau	5.1-Eaux continentales	5.1.1-Cours et voies d'eau
		5.1.2-Plans d'eau
	5.2-Eaux maritimes	5.2.1-Lagunes littorales
		5.2.2-Estuaires
		5.2.3-Mers et océans

Tableau 5.1 : Classes d'occupation des sols représentées par Corine Land Cover [les éléments grisés et gras sont les classes que nous avons relevées pour chaque bassin versant]

5.2 Méthode de comparaison des approches globale et semi-distribuée

5.2.1 Modèle utilisé : GR4J

Pour notre étude comparative, nous avons choisi un modèle hydrologique simple, possédant peu de paramètres, et suffisamment robuste et performant pour avoir de bons résultats sur une grande majorité des 307 bassins versants de notre échantillon. Ce choix nous permet de garder un objectif d'applicabilité opérationnelle, par exemple dans un contexte de gestion de ressources ou de prévision de crues.

5.2.1.1 Description du modèle

Le modèle GR4J fait partie des modèles GR (Génie Rural) conçus depuis 1983 au Cemagref d'Antony. Il s'agit d'un modèle global empirique à réservoirs, ne possédant que **4 paramètres** et fonctionnant au **pas de temps journalier**. GR4J est un **modèle pluie-débit** : il simule le débit à l'exutoire d'un bassin versant, en fonction de données (mesures ou prévisions) de pluies et d'évapotranspiration potentielle sur la totalité du bassin. Notons que GR4J est un modèle global, mais qu'il pourra être utilisé en mode semi-distribué, tout simplement en l'utilisant de façon globale sur chaque sous-bassin, puis en faisant la somme des débits de chaque sous-bassin pour obtenir le débit à l'exutoire du bassin total. C'est donc le même modèle, GR4J, qui est utilisé pour les deux approches. Ainsi, les écarts de performances que nous obtiendrons au cours de la comparaison des deux approches ne pourront pas être dus à la qualité du modèle.

Plusieurs versions de GR4J ont été mises au point. Ici, nous utiliserons la plus récente, la version améliorée par Perrin et al. (2003). Nous avons donc choisi ce modèle pour ses qualités de robustesse et de simplicité, faisant de lui un outil opérationnel performant qu'il serait intéressant d'améliorer davantage par une prise en compte des variabilités spatiales, si nous montrons l'intérêt de l'approche semi-distribuée. Vous pourrez consulter en annexe 6 les détails sur le principe de fonctionnement de GR4J ainsi que les équations régissant les différents transferts.

5.2.1.2 Comment évaluer ses performances ?

Un modèle permet de reproduire des chroniques de débit Q_{calc} à partir de données (les entrées du modèle) de pluie P et d'évapotranspiration potentielle ETP . Le modèle sera d'autant plus satisfaisant que les débits Q_{calc} seront proches des débits Q_{obs} effectivement observés. Apprécier la validité du modèle consiste donc à juger de la proximité des deux séries chronologiques Q_{obs} et Q_{calc} . Pour ce faire, deux approches sont possibles :

- **Une approche qualitative** : elle consiste à représenter graphiquement les valeurs observées et les valeurs simulées, et, à partir d'une évaluation visuelle, à émettre un jugement sur la qualité de la simulation.

Il est évident qu'un tel jugement manque d'objectivité, surtout pour des séries chronologiques relativement longues et lorsqu'il faut comparer des performances de modèles sur de nombreux bassins versants.

- **Une approche quantitative** : De nombreux critères d'évaluation, indépendants du jugement de l'observateur, sont cités dans la littérature hydrologique. Le plus connu et le plus utilisé est désormais le critère de Nash et Sutcliffe (1970) :

$$\text{Nash}(\mathbf{Q}) = 1 - \frac{\sum_j (Q_{obs}^j - Q_{calc}^j)^2}{\sum_j (Q_{obs}^j - \bar{Q}_{obs})^2}$$

où Q_{obs}^j représente le débit observé au pas de temps j , Q_{calc}^j le débit simulé au pas de temps j , et \bar{Q}_{obs} la moyenne des débits observés.

On aura une simulation parfaite pour un Nash égal à 1. Plus le critère est faible, moins la simulation est proche de la réalité. La valeur 0 correspond aux performances du modèle dit « naïf », qui consiste à garder une valeur constante au cours du temps, égale à la moyenne des débits observés sur la période considérée. Pour un critère de Nash négatif, la simulation est encore moins bonne que si l'on avait utilisé un modèle naïf.

Il existe également d'autres formulations de ce critère, notamment celle qui évalue les écarts entre les \sqrt{Q} :

$$\text{Nash}(\sqrt{Q}) = 1 - \frac{\sum_j (\sqrt{Q_{obs}^j} - \sqrt{Q_{calc}^j})^2}{\sum_j (\sqrt{Q_{obs}^j} - \sqrt{\bar{Q}_{obs}})^2}$$

Cette expression permet de réduire l'importance des forts débits dans l'évaluation de la simulation. On rééquilibre ainsi le poids des débits d'étiage par rapport à celui des débits de crue.

Pour donner davantage de poids aux débits d'étiage, il est également possible d'utiliser le critère Nash(lnQ).

Le choix du critère dépend en fait de l'objectif choisi pour le modèle : Nash(Q) évalue majoritairement l'aptitude du modèle à simuler des débits de crue, alors que Nash(lnQ) focalise surtout sur les écarts en période d'étiage. Compromis entre ces deux extrêmes, Nash(\sqrt{Q}) permet d'avoir un critère d'évaluation objectif qui ne donne pas démesurément plus de poids aux faibles débits qu'aux forts. Utilisé pour le calage du modèle, c'est d'ailleurs le critère qui offre le plus de robustesse pour la validation (Perrin, 2000). C'est donc le critère que nous utiliserons dans notre étude.

Ce critère de Nash, permettant de quantifier objectivement la qualité d'une simulation sur une période donnée, pourra par ailleurs être utilisé comme critère à optimiser dans l'algorithme de calage automatique des paramètres du modèle. L'algorithme utilisé est une méthode de calage « pas à pas », qui consiste à faire varier les paramètres l'un après l'autre, de sorte que chaque modification de paramètre permette d'augmenter la valeur du Nash sur la période de calage. Lorsqu'on ne peut plus accroître le critère de Nash, on dit que le modèle est calé. Le jeu de paramètres correspondant à cette valeur du Nash correspond aux paramètres caractéristiques du bassin versant ; ils sont censés intégrer, de façon généralement implicite, les caractéristiques physiques et les singularités du bassin versant lui conférant le type de comportement hydrologique représenté par la série de données dont on dispose. Une fois le modèle calé sur une période donnée, dite période de calage, on peut procéder à une étape de contrôle (ou validation), qui consiste à évaluer les performances du modèle (avec les paramètres trouvés lors du calage) sur une autre période. On obtient alors le critère de Nash en contrôle.

5.2.1.3 Evaluer l'écart de performance entre les deux approches

Si on désigne respectivement par ND et NG les valeurs de Nash obtenues par le modèle GR4J pour des approches semi-distribuée et globale, alors l'écart entre les deux approches peut être estimé par :

➤ **L'écart absolu :**

$$\Delta N = ND - NG$$

Si ΔN est positif, la semi-distribution permet d'améliorer la modélisation ; si ΔN est négatif, il vaut mieux adopter une approche globale. Cet écart sera évalué pour chaque bassin versant chimère (voir explication partie suivante).

Cependant, il est par exemple beaucoup plus facile de faire gagner 10 points sur NG pour un bassin dont NG vaut initialement 30%, que pour un bassin où NG vaut déjà 85%. On remarque d'ailleurs, dans la figure 5.1 suivante, que l'écart absolu ΔN est relativement influencé par NG. C'est pourquoi nous proposons de calculer également l'écart relatif.

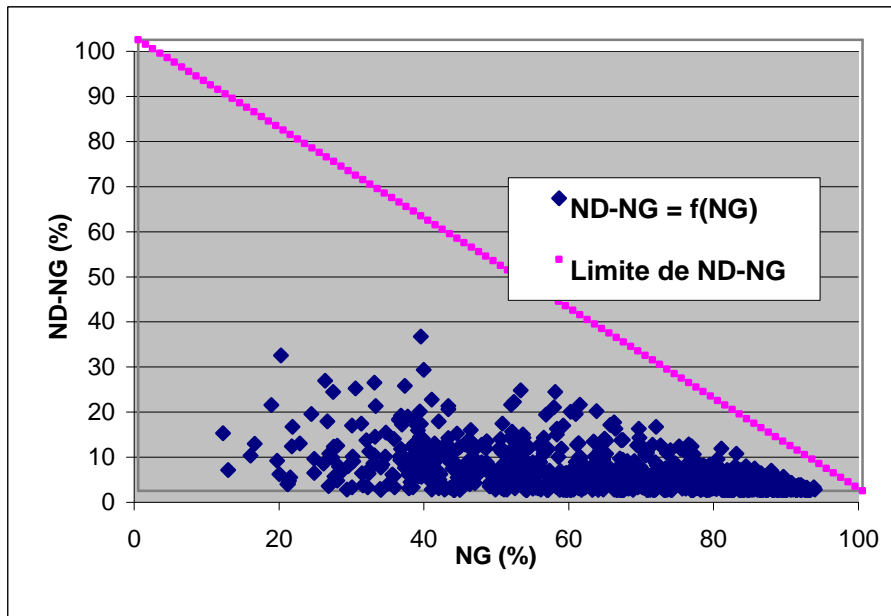


Figure 5.1 : L'écart absolu $\Delta N = ND - NG$, fonction de NG

➤ **L'écart relatif :**

$$NOR = \frac{ND - NG}{100 - NG}$$

L'écart relatif NOR peut être compris comme une amélioration relative, c'est à dire comme la part d'amélioration qu'a apporté la semi-distribution (ND-NG) par rapport à l'amélioration maximale qu'il reste à fournir pour obtenir une simulation parfaite (100-NG).

5.2.2 Constitution d'un vaste échantillon de bassins chimères

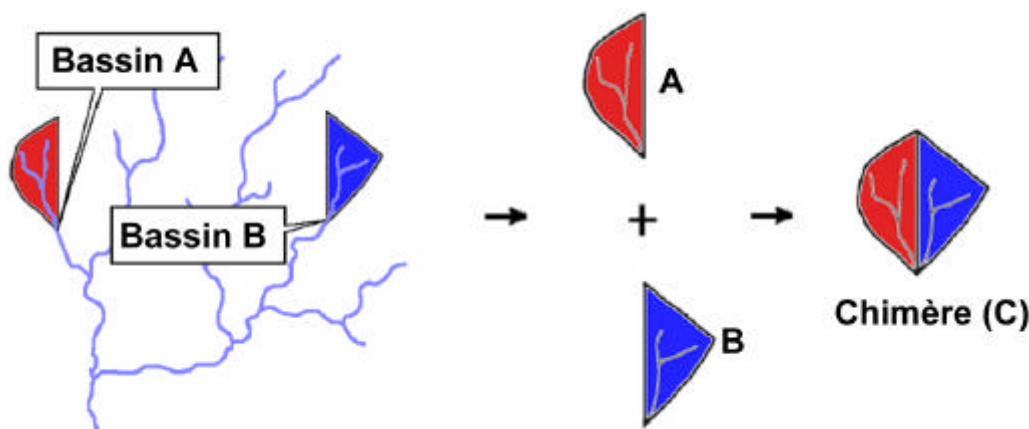
5.2.2.1 Problématique

Comme nous l'avons vu dans la synthèse bibliographique, la plupart des études comparant les approches globale et semi-distribuée ont été réalisées sur une très faible quantité de bassins versants. Ceci est dû au manque de données existant sur des sous-bassins versants. En effet, pour pouvoir adopter une modélisation semi-distribuée, il faut pouvoir caler et valider le modèle sur les différents sous-bassins constitutifs, et donc disposer d'autant de données. Or, il est rare de trouver simultanément des stations hydrométriques en amont d'une confluence (une pour chaque sous-bassin), et une station juste à l'aval de la confluence. Baudez (cf chapitre 2) avait d'ailleurs été limité à 15 bassins versants français pour son étude, car il n'existait pas d'autres cas en France remplissant ces conditions d'emplacement des stations hydrométriques. D'autre part, nous pouvons rappeler l'inconvénient majeur du type de configuration rencontré dans le cas de sous-bassins adjacents réels : les stations hydrométriques ne sont pas superposées spatialement, donc le débit de la station la plus à l'aval n'est pas forcément égal à la somme des débits des sous-bassins. Cet écart est dû, outre les erreurs de mesures, au fait que la station qui mesure le débit du grand bassin n'est pas située exactement à la confluence des sous-bassins, mais plus à l'aval. La superficie drainée par cet exutoire est donc supérieure à la somme des aires drainées par les sous-bassins. Enfin, certaines études ne trouvent aucune différence significative entre les deux approches ; ceci pourrait s'expliquer par une hétérogénéité trop faible entre les sous-bassins versants.

Pour ce type d'étude, les limites rencontrées sont donc principalement la taille trop réduite de l'échantillon, ainsi que les hétérogénéités généralement trop faibles des bassins versants.

5.2.2.2 Une solution proposée : les bassins chimères

Afin de contourner les problèmes engendrés par les bassins versants réels, cités ci-dessus, nous avons repris l'idée des bassins « chimères » ou « virtuels », qui fut utilisée dans la précédente étude d'Oddos (2002) sur la comparaison des approches globale et semi-distribuée. Elle consiste à créer des bassins versants « virtuels » en associant en parallèle deux bassins versants réels (issus de la base de données initiale) sur lesquels on dispose de toutes les mesures nécessaires pour utiliser l'approche semi-distribuée et l'approche globale.



(Andréassian et al. (2003). Chimera watersheds to understand the relative importance of rainfall distribution in semi-distributed rainfall-runoff models, 17th Conference on Hydrology. American Meteorological Society, Long Beach)

Figure 5.2 : Schéma explicatif de la création de bassins chimères

Nous construisons ainsi un large échantillon de bassins versants très contrastés, avec des données d'entrée et de sortie pour chaque sous-bassin, permettant alors une étude comparative plus significative de l'impact de la semi-distribution et des effets de la prise en compte des variabilités. **La base de données réelle prévue initialement comprend 307 bassins versants répartis sur la France. En construisant des doublets de bassins versants, nous pourrions alors disposer de plusieurs milliers de bassins versants chimères**, ce qui offre d'autant plus d'hétérogénéités inter et intra-bassins versants. Le fait de procéder à une étude sur un échantillon aussi large et varié est très avantageux car ainsi, les résultats obtenus nous permettront soit de distinguer des groupes de bassins versants réagissant de façon similaire, soit de généraliser nos conclusions à l'ensemble des bassins versants.

Pour cette étude, nous nous sommes limités à analyser des bassins versants divisés en **deux sous-bassins**, car cela constitue l'étape élémentaire de la semi-distribution. En théorie, on peut donc penser que les conclusions que nous tirerons sur une distribution en deux sous-bassins seront adaptables à un plus grand nombre de sous-bassins. En effet, il suffira de rassembler les sous-bassins en doublets, et d'appliquer le même raisonnement que pour deux sous-bassins. En pratique, il sera toutefois intéressant, par la suite, de vérifier cette hypothèse et de voir si une trop grande division du bassin versant n'est pas inutile (Boyle et al., 2001).

D'autre part, pour réduire le nombre de combinaisons possibles dans notre échantillon de bassins chimères, et pour ne pas donner plus de poids à l'un des sous-bassins plutôt qu'à l'autre, nous avons imposé une contrainte sur le rapport des surfaces des deux sous-bassins : aucun des deux bassins ne doit excéder une fois et demie la taille de l'autre. Nous avons finalement utilisé **3206 bassins versants chimères**.

5.2.3 Différentes approches possibles sur cet échantillon

La création de bassins chimères offre toutes les données nécessaires pour comparer l'approche globale et l'approche semi-distribuée. En effet, la base de données initiale des 307 bassins versants nous fournit les données de pluie et de débit pour chaque sous-bassin ; les données de pluie pour le bassin chimère global sont les mêmes que celles des sous-bassins (moyenne des deux dans le cas d'une prise en compte globale de la pluie) ; le débit du bassin chimère est obtenu en sommant les débits des sous-bassins constitutifs.

Il suffit désormais de modéliser le bassin chimère avec une approche globale, puis de comparer les performances à celles que l'on obtient en utilisant une approche semi-distribuée, c'est à dire en tenant compte du comportement de chaque sous-bassin.

Voici les différentes approches que nous avons utilisées pour modéliser chaque bassin versant chimère, constitué de deux sous-bassins réels A et B :

□ Approche globale (G) :

Avec cette approche, on considère le bassin comme une unité homogène d'aire S_{tot} ($S_{tot}=S_A+S_B$). Le modèle GR4J est calé à partir des pluies P_{obs} et des débits Q_{obs} globaux. La pluie globale est obtenue en faisant la moyenne des pluies de chaque sous-bassin ($P_{obs}=\text{moy}(P_{Aobs};P_{Bobs})$), et le débit global réel correspond à la somme des débits réels des deux sous-bassins ($Q_{obs}=Q_{Aobs}+Q_{Bobs}$). Nous n'optimisons donc qu'un seul vecteur de paramètres $X=(X1,X2,X3,X4)$, fonction de P_{obs} et Q_{obs} globaux.

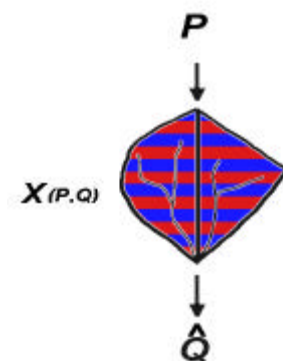


Figure 5.3 : Approche globale

De même, la validation s'effectue avec une pluie globale P_{obs} sur la totalité du bassin. Le débit global Q_{calc} , calculé à partir de P_{obs} et X , est alors comparé à Q_{obs} pour évaluer la simulation. Dans la suite, le critère de Nash obtenu avec l'approche globale sera nommé NG.

□ **Approche semi-distribuée vraie (D) :**

Pour cette approche, chaque sous-bassin est considéré individuellement. On cale alors GR4J indépendamment sur les deux sous-bassins, avec leurs propres pluies et débits : il y a donc un jeu optimisé de paramètres $X_A=f(P_{Aobs}, Q_{Aobs})$ et un jeu $X_B=f(P_{Bobs}, Q_{Bobs})$.

Pour la validation, on applique GR4J séparément sur chaque sous-bassin, avec son propre jeu de paramètres optimisés, et sa propre pluie. On obtient donc deux débits simulés, Q_{Acalc} et Q_{Bcalc} , que l'on somme pour constituer le débit total Q_{calc} du bassin versant chimère, obtenu avec une approche totalement semi-distribuée.

Pour cette approche, le Nash sera désigné par ND.

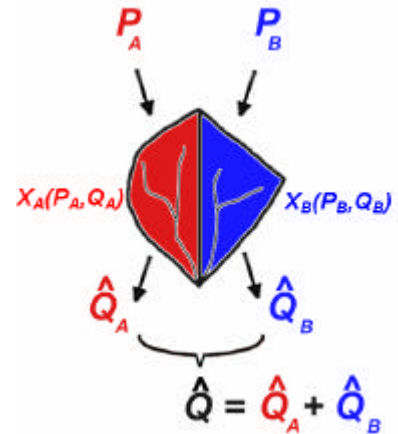


Figure 5.4 : Approche semi-distribuée vraie

Dans cette approche semi-distribuée vraie, ce sont simultanément les pluies et les paramètres qui sont distribués. Or, afin de distinguer l'effet respectif des pluies et des paramètres, il semble intéressant d'adopter des approches semi-distribuées intermédiaires, distribuant soit les pluies, soit les paramètres. Ce sont les versions que nous présentons ci-dessous.

□ **Versión semi-distribuée, limitée aux pluies (P) :**

Dans cette version, ce sont uniquement les pluies qui sont distribuées. Chaque sous-bassin est calé avec sa propre pluie et son propre débit, mais en imposant que les deux sous-bassins aient le même jeu de paramètres $X=f(P_{Aobs}, Q_{Aobs}, P_{Bobs}, Q_{Bobs})$.

Pour la validation, on applique à chaque sous-bassin sa propre pluie, avec le jeu de paramètres X , puis on somme les débits des deux sous-bassins pour trouver le débit simulé du bassin chimère entier.

Par la suite, le critère de Nash évalué pour cette approche intermédiaire qui ne distribue que les pluies sera appelé NP.

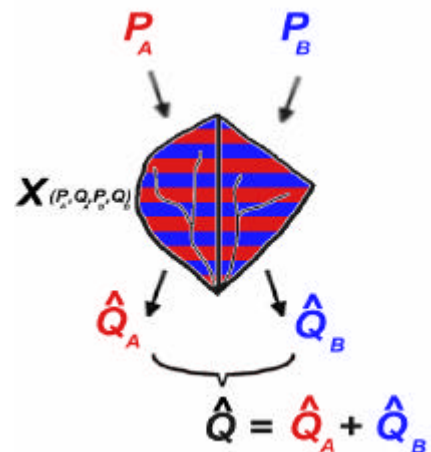


Figure 5.5 : Version semi-distribuée limitée aux pluies

Rappelons que par comparaison de cette version et de l'approche globale, nous obtenons les conséquences, en terme de performances, de la distribution des précipitations uniquement. C'est notamment grâce à cette version qu'Oddos (2002) avait mis en évidence le bénéfice que pouvait généralement apporter la distribution des pluies sur des bassins caractérisés par une forte hétérogénéité des précipitations.

□ **Version semi-distribuée limitée aux paramètres (X) :**

Cette deuxième version intermédiaire consiste à caler indépendamment chaque sous-bassin avec une pluie globale (moyenne des pluies des deux sous-bassins) et son propre débit. On obtient donc deux jeux de paramètres optimisés : $X_A=f(P_{\text{moy}}, Q_{A\text{obs}})$ et $X_B=f(P_{\text{moy}}, Q_{B\text{obs}})$.

Lors de la validation, on applique à chaque sous-bassin une pluie globale, puis on somme les débits simulés de chacun pour trouver le débit simulé du bassin entier. En comparant ce débit, Q_{calc} , au débit mesuré Q_{obs} (égal à la somme de $Q_{A\text{obs}}$ et $Q_{B\text{obs}}$), on peut évaluer la simulation par l'intermédiaire du critère de Nash, que nous nommerons dans ce cas **NX**.

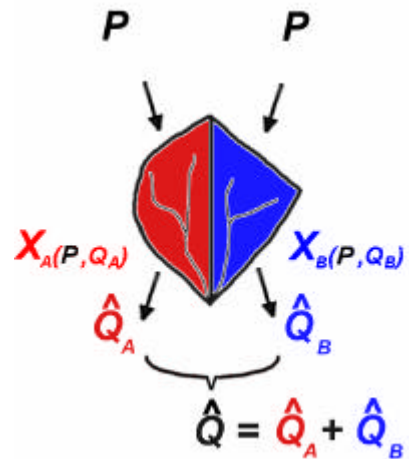


Figure 5.6 : Version semi-distribuée limitée aux paramètres

Dans cette version, qui ne distribue que les paramètres, ce sont donc indirectement toutes les caractéristiques physiques du bassin régissant sa réponse hydrologique qui sont distribuées. En comparant les performances de cette approche à celles de l'approche globale, nous mettrons ainsi en évidence l'effet d'une prise en compte des variabilités spatiales des caractéristiques du bassin versant.

Par soucis de simplification et pour éviter toute confusion entre ces quatre approches, il nous arrivera, par la suite, de désigner directement une approche par la lettre qui lui correspond :

- **G** : approche **globale**
- **D** : approche **totale**ment semi-distribuée (pluie et paramètres distribués)
- **P** : approche semi-distribuée limitée aux pluies (**pluies distribuées** uniquement)
- **X** : approche semi-distribuée limitée aux paramètres (**paramètres distribués** uniquement)

5.3 Quantification des hétérogénéités

L'étape de description des bassins versants (cf chapitre 4) a consisté à calculer, pour chacun des 307 bassins versants de la base de données initiale, la valeur de chaque indice physique que nous avons défini. Chaque indice renseigne alors sur une particularité physique (physiographie ou couvert végétal) du bassin versant. Or, en créant un bassin chimère, on met en parallèle deux bassins versants A et B présentant chacun ses caractéristiques physiques. Par exemple, pour l'indice de forme SF (Shape Factor), ils seront respectivement décrits par les valeurs SF_A et SF_B . La question est maintenant de savoir comment, à partir de SF_A et SF_B , il est possible de caractériser le bassin chimère entier constitué des bassins A et B.

L'objectif de notre étude étant de trouver un lien entre les hétérogénéités du bassin versant et la différence entre les approches globale et semi-distribuée, il semble donc judicieux de caractériser les bassins chimères par un **indicateur d'hétérogénéité**.

Plusieurs possibilités sont apparues pour définir ce nouvel indice. Baudez (1997) a déjà utilisé un indice d'hétérogénéité pour son étude. Il s'agit d'une **distance euclidienne** entre les caractéristiques des deux sous-bassins : $d^2_{A,B} = 0.5 * d^2_{\text{pédo+géol}} + d^2_{\text{végét}} + d^2_{\text{topo+hydro}}$. Plus les sous-bassins sont différents sur le plan de la pédologie, de la géologie, de la végétation, de la topographie et de la densité de drainage, plus la distance euclidienne est élevée, ce qui

correspond à une forte hétérogénéité du bassin entier. Il s'est alors servi de cette distance pour classer ses bassins du plus hétérogène au moins hétérogène. Cependant, pour une même valeur d'hétérogénéité, cet indice ne permet pas de savoir si la différence entre les sous-bassins est plutôt topographique, végétale ou géologique... Avec une distance euclidienne aussi globale, il est donc impossible de déterminer quel type d'hétérogénéité peut expliquer les éventuels écarts de performances entre les deux approches. Or, l'analyse qualitative nous paraît primordiale dans notre étude. Par ailleurs, étant donnée l'étendue des descripteurs que nous avons définis, la définition d'une distance euclidienne perdrait tout son sens pour décrire l'hétérogénéité physique du bassin.

En fait, notre étude se présente de façon assez singulière, si bien qu'il serait difficile d'y adapter les méthodologies d'autres hydrologues pour caractériser les hétérogénéités des bassins. En effet, notre échantillon de bassins chimères est trop vaste pour faire une étude au cas par cas, et tous nos indices descriptifs ne se présentent pas sous la forme d'un pourcentage de la surface totale. Il paraît finalement nécessaire de choisir un descripteur d'hétérogénéité conservant les informations de chaque type de caractéristique, et s'adaptant à la taille et à la diversité de notre échantillon. Nous avons finalement retenu l'indicateur d'hétérogénéité suivant, valable pour chaque indice descriptif X :

$$dX_{A,B} = \frac{|X_A - X_B|}{X_{\max} - X_{\min}}$$

avec X_A et X_B les valeurs de l'indice physique X pour les sous-bassins A et B, et X_{\max} et X_{\min} respectivement les valeurs maximale et minimale de l'indice X sur l'échantillon initial de 307 bassins versants.

Cet indicateur d'hétérogénéité est donc **défini pour chaque indice** descriptif géomorphologique ou d'occupation des sols. De plus, il est **spécifique à notre échantillon** puisqu'il tient compte de l'amplitude maximale des valeurs de l'indice sur l'échantillon ($X_{\max} - X_{\min}$). Pour un indice X donné, il quantifie la différence entre les deux sous-bassins par rapport à l'amplitude maximale observable dans notre échantillon. Enfin, cet indicateur d'hétérogénéité $dX_{A,B}$ est **compris entre 0 et 1**. On aura la valeur 0 si le bassin est 'homogène' pour l'indice considéré, c'est-à-dire tel que la caractéristique représentée par l'indice X est la même pour les sous-bassins A et B. Un bassin chimère aura une hétérogénéité égale à 1 pour l'indice X s'il est constitué des deux bassins de l'échantillon présentant les valeurs extrêmes X_{\max} et X_{\min} . Ce bassin sera donc celui qui possède l'hétérogénéité maximale par rapport à notre échantillon de base ; mais cela ne signifie pas qu'il n'est pas possible de trouver, ailleurs que dans notre échantillon, un bassin encore plus hétérogène.

En résumé, **plus $dX_{A,B}$ est grand, plus le bassin chimère est hétérogène ; plus $dX_{A,B}$ est faible, plus le bassin est homogène.**

6 RESULTATS

6.1 Performances des quatre approches

Voici la courbe de distribution des valeurs du critère de Nash obtenues en validation avec GR4J pour les quatre approches proposées précédemment.

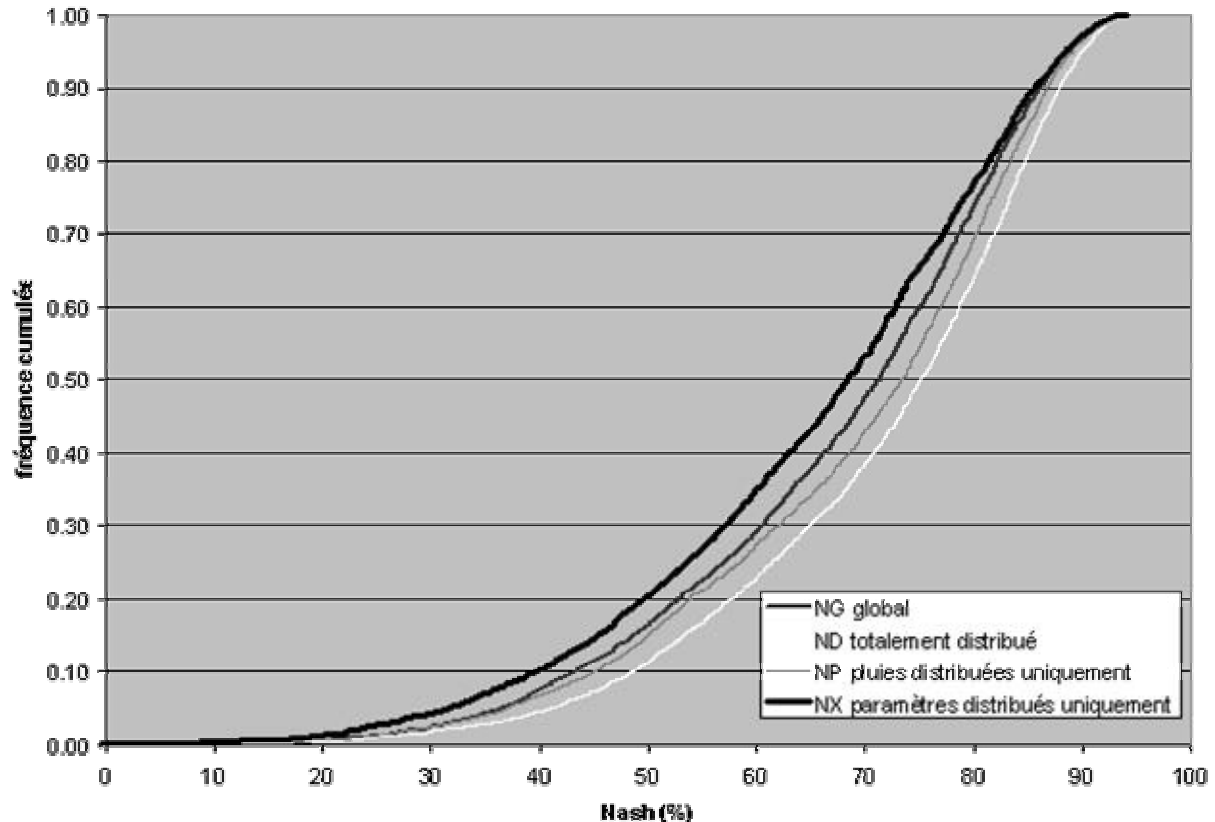


Figure 6.1 : Courbe de distribution des performances de GR4J pour les quatre approches

Sur ce type de représentation, plus une courbe est située vers la droite du graphique, plus il y a de bassins sur lesquels l'approche obtient de bons résultats, et plus ces résultats sont bons. Un modèle parfait donnerait donc une courbe en angle droit, longeant les axes par le bas du graphique, et par la droite.

Ici, nous constatons par conséquent des écarts dans les performances de GR4J selon l'approche adoptée. Ainsi, l'approche totalement distribuée dépasse toutes les autres. De même, la version ne distribuant que les pluies est légèrement supérieure à l'approche globale, même si la différence ne se remarque réellement que pour les valeurs de Nash supérieures à 60 %. Par contre, un des résultats reste, à première vue, surprenant : la distribution seule des paramètres, sans distribution des précipitations, fournit des résultats moins bons qu'avec l'approche globale.

En résumé, on voit donc qu'**en moyenne, la semi-distribution des précipitations améliore la modélisation par rapport à une approche globale**. C'est le résultat qu'avait mis en valeur l'étude d'Oddos (2002). Par contre, concernant la prise en compte des hétérogénéités des caractéristiques physiques du bassin versant, représentées par les paramètres du modèle, les conclusions sont doubles :

- Si la distribution des paramètres est associée à une distribution des pluies, les simulations sont en moyenne meilleures qu'une approche globale.
- Si les paramètres sont distribués alors que les pluies sont considérées de façon globale sur le bassin, les résultats obtenus par le modèle sont nettement moins bons qu'avec l'approche globale

Dans le cadre de notre étude, qui concerne uniquement une prise en compte des variabilités spatiales des caractéristiques du bassin versant à travers une semi-distribution des paramètres du modèle, il est donc utile de retenir qu'un supplément d'information sur l'hétérogénéité physique du bassin ne s'accompagne pas nécessairement d'une amélioration de la modélisation. Pour que cette information soit utile, il est nécessaire de distribuer également les pluies.

6.2 Comparaison entre approche globale (G) et version distribuant uniquement les paramètres (X)

L'objectif de notre étude étant d'évaluer l'intérêt de prendre en compte les variabilités spatiales des caractéristiques physiques du bassin versant, nous avons donc opté pour une comparaison des performances de GR4J entre l'approche globale G et la version intermédiaire X ne distribuant que les paramètres du modèle. Pour ces deux approches, les données de pluie sont les mêmes, c'est-à-dire une moyenne des pluies sur les deux bassins ; la seule différence est la façon de considérer les paramètres du modèle, et donc les caractéristiques physiques du bassin. Dans l'approche globale, on cale un seul jeu de paramètres pour tout le bassin, ce qui signifie qu'on considère que le bassin possède des caractéristiques physiques homogènes. Dans l'approche intermédiaire ne distribuant que les paramètres, chaque sous-bassin est calé séparément, ce qui nous donne deux jeux de paramètres optimisés. Dans ce cas, on tient compte des différences physiques existant entre les deux sous-bassins. Pour mémoire, voici les schémas qui résument ces deux approches :

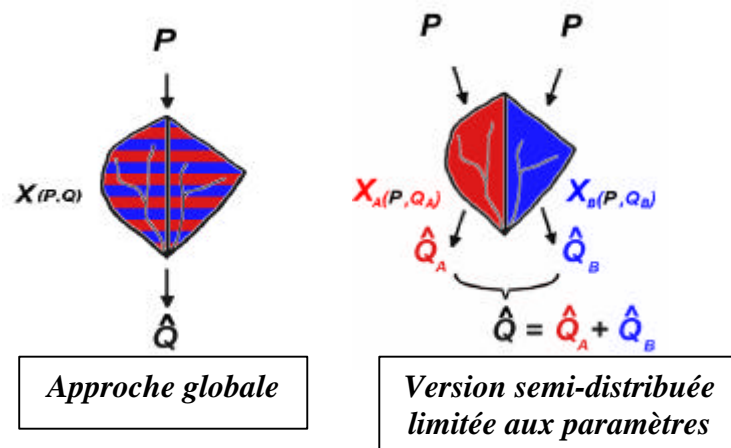


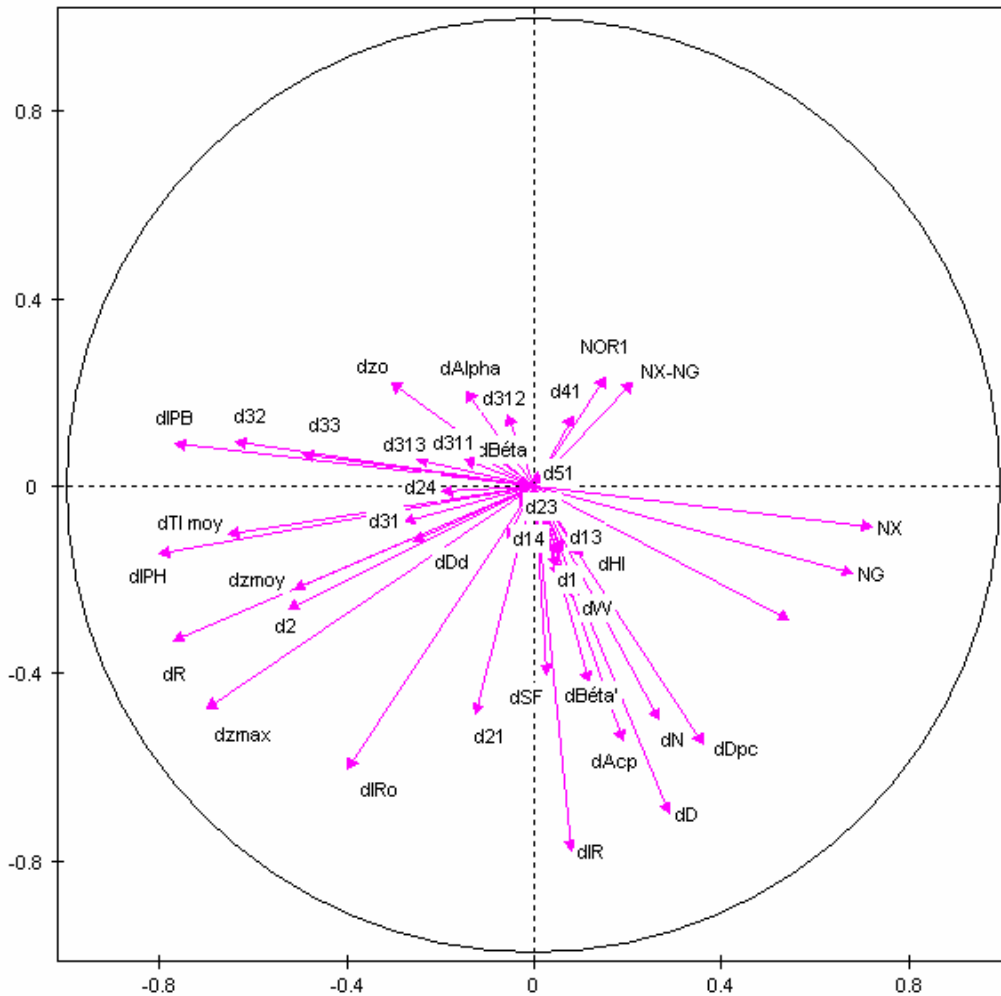
Figure 6.2 : Schémas explicatifs des approches G et X

La question est donc de savoir dans quels types de bassins on note une différence entre ces deux approches, et quels types de facteurs physiques sont susceptibles d'expliquer cet écart. Pour cela, nous avons calculé les écarts absolus ($NX-NG$) et relatifs ($NOR1$) des performances du modèle pour les deux approches, et nous avons essayé de les corrélérer avec les indicateurs d'hétérogénéité définis pour chaque indice physique.

6.2.1 Mise en évidence de facteurs physiques influents

Dans un premier temps, nous avons essayé de trouver un lien à partir d'une Analyse en Composantes Principales (ACP). Cependant, les axes de projection sont très peu représentatifs puisqu'à eux deux on ne dispose même pas de 25 % de l'information totale. Même si la représentation graphique ci-dessous laisse entrevoir certaines corrélations entre les indices, il ne serait pas correct de tenter une interprétation des liens entre (NX-NG) ou NOR1 et les indicateurs d'hétérogénéités physiques.

Facteur 2 - 9.23 %



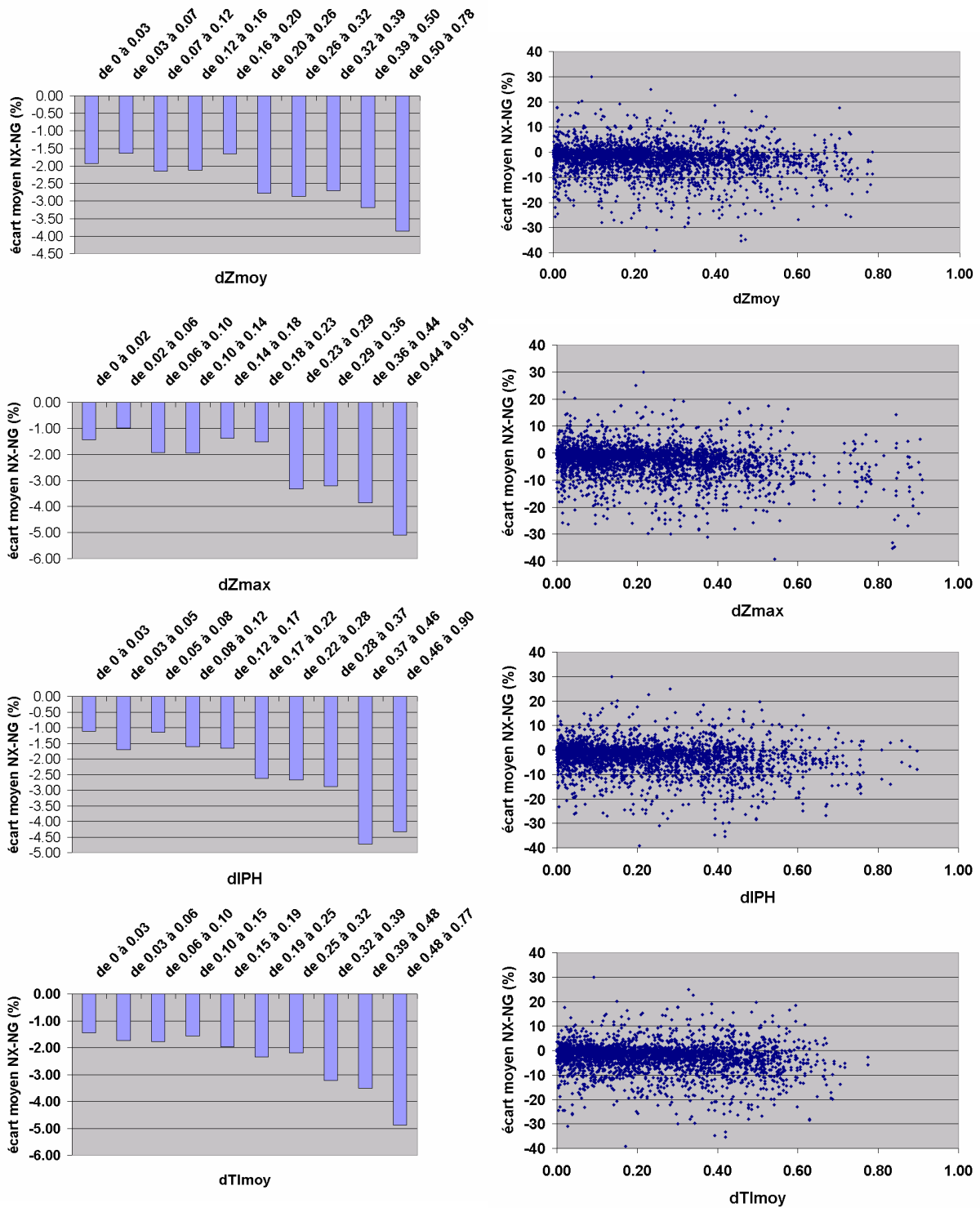
Facteur 1 - 14.51 %

Figure 6.3 : Résultat graphique de l'analyse en composantes principales (ACP)

De même, la matrice de corrélation (consultable en annexe 7) ne nous permet pas de déceler un lien évident entre les différences des résultats fournis par les deux approches et les hétérogénéités des bassins.

En dessinant les nuages de points de NX-NG ou NOR1 en fonction du niveau d'hétérogénéité pour chaque indice, nous nous apercevons effectivement qu'il n'y a aucune tendance véritablement marquée, et que l'amplitude des variations de NX-NG et NOR1 pour un même degré d'hétérogénéité est élevée. Nous pouvons néanmoins nous demander si en moyenne, sur l'ensemble des 3206 bassins versants « virtuels » dont nous disposons, l'hétérogénéité de certains paramètres physiques peut expliquer la supériorité d'une approche par rapport à l'autre. C'est dans ce but que nous avons représenté graphiquement, pour chaque indice

physique, un histogramme des écarts absolus NX-NG moyens (par tranches de 320 points environ) en fonction du degré d'hétérogénéité des bassins. Cette représentation sur les valeurs moyennes nous permet alors de faire un lien entre le type d'approche et les hétérogénéités du bassin, pour certaines caractéristiques géomorphologiques et végétales. Etant donnée la quantité d'indices utilisés, nous représenterons uniquement ceux pour lesquels on observe une réelle tendance dans les histogrammes.



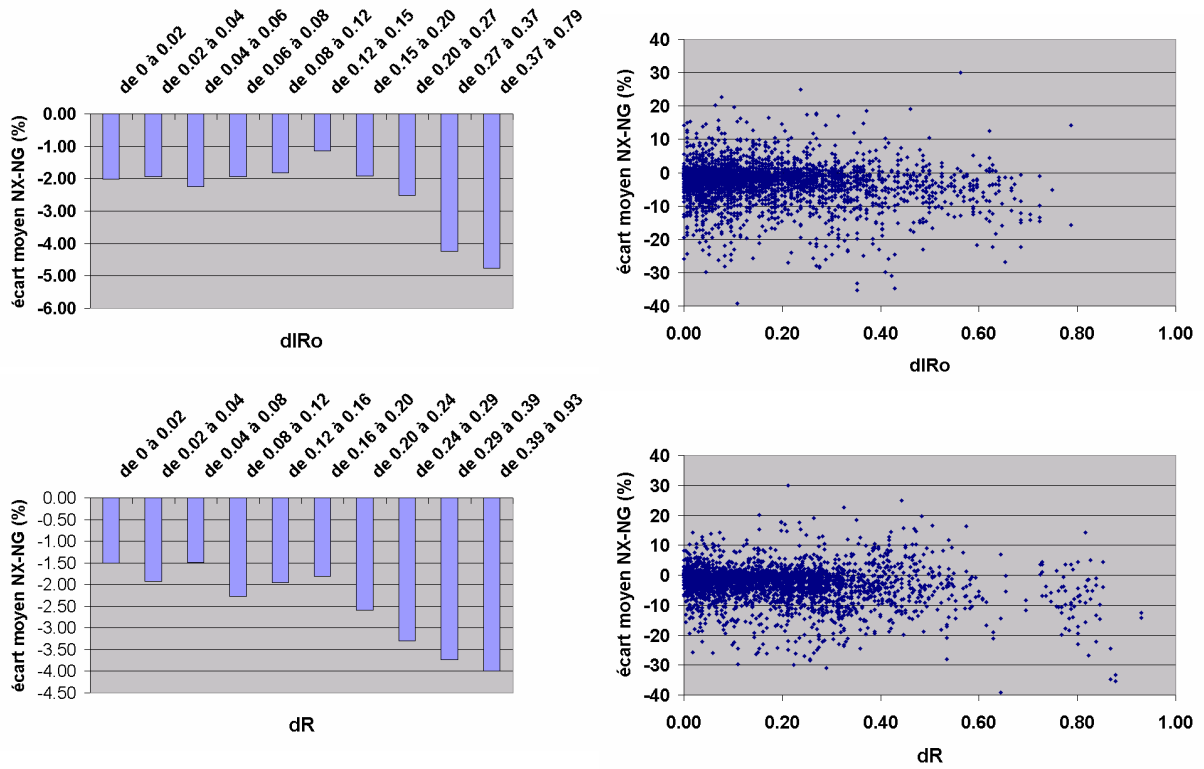
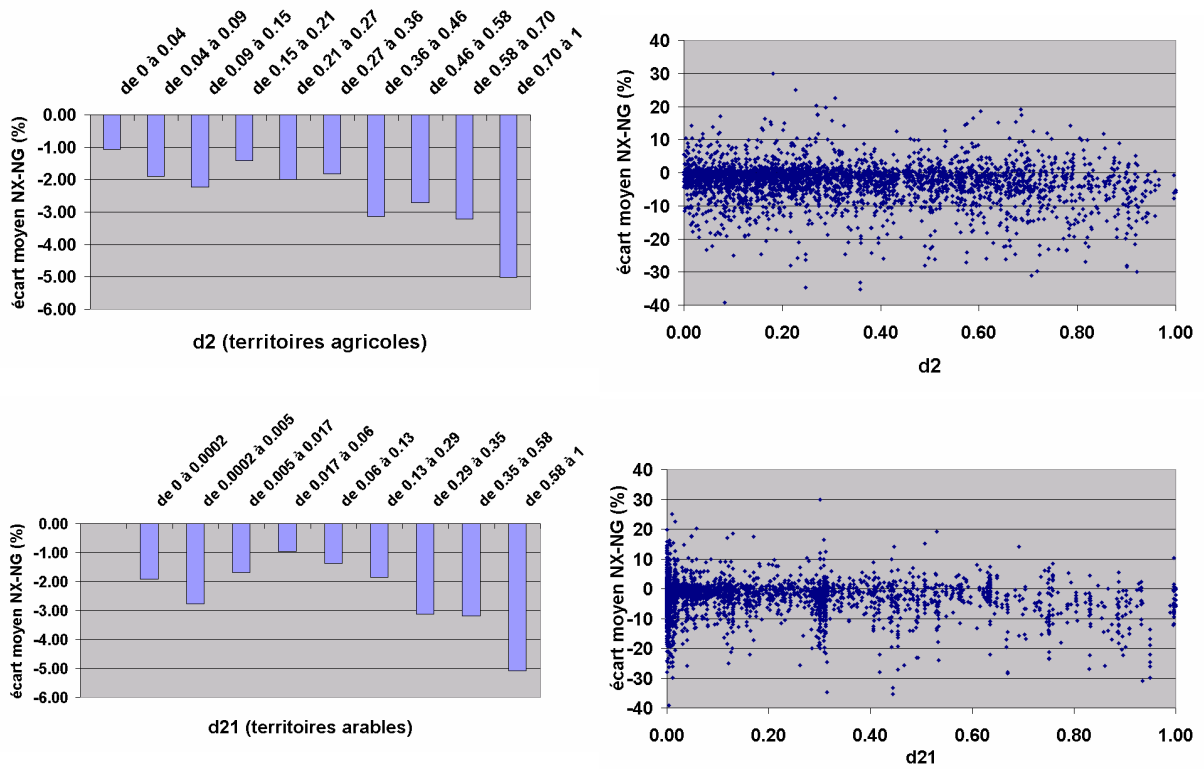


Figure 6.4 : Histogrammes et nuages de points des écarts absolus (NX-NG) moyens entre les approches X et G en fonction des indicateurs d'hétérogénéités d'indices hydrogéomorphométriques



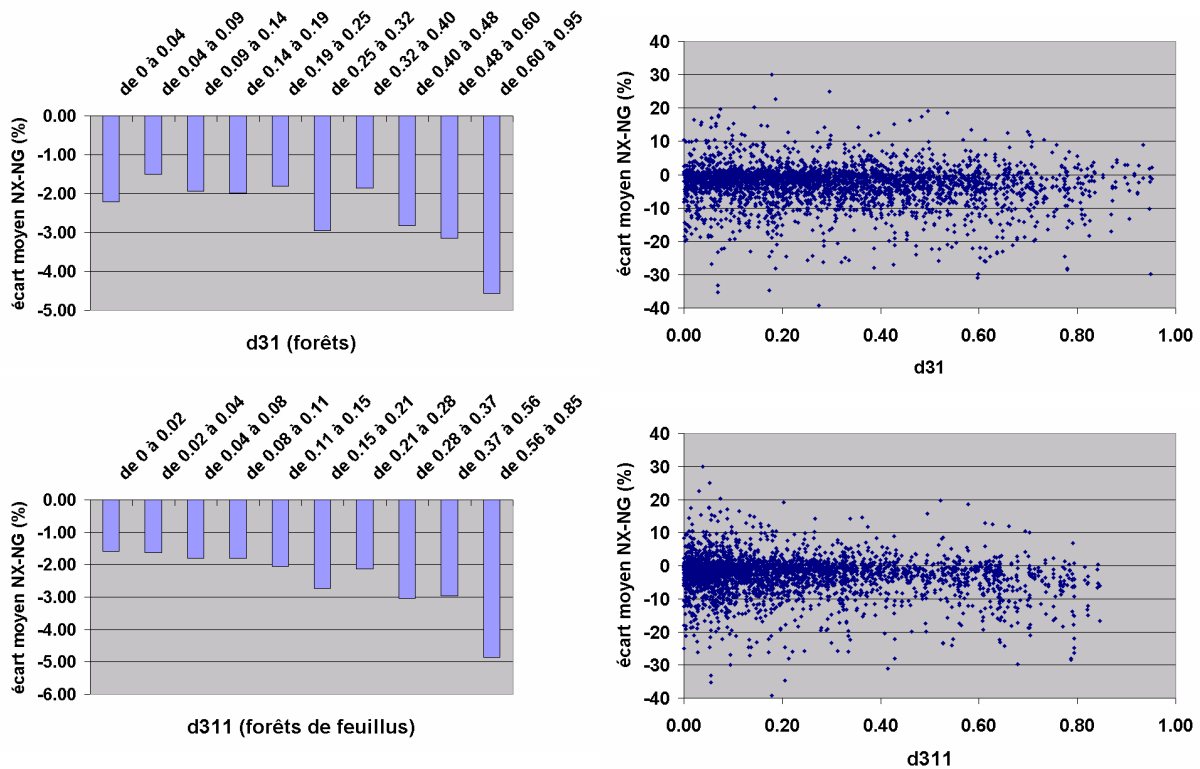


Figure 6.5 : Histogrammes et nuages de points des écarts absolus (NX-NG) moyens entre les approches X et G en fonction des indicateurs d'hétérogénéités du couvert végétal

L'analyse des mêmes histogrammes, tracés pour les écarts relatifs (NOR1) moyens au lieu des écarts absolus (NX-NG) moyens laisse entrevoir les mêmes tendances, parfois de façon plus marquée, parfois un peu moins. Ces histogrammes sont reportés en annexe 8.

Les figures des nuages de points nous montrent bien la forte variabilité des résultats pour un degré d'hétérogénéité donné. Par la suite, nous ne représenterons que les histogrammes, car les nuages de points ne mettent pas clairement en évidence les tendances moyennes.

6.2.2 Analyse et interprétation des résultats

Pour chacun de ces histogrammes, on note une décroissance de l'écart absolu moyen lorsque l'indicateur d'hétérogénéité augmente. Comment interpréter ce résultat ? Cela signifie, *a priori*, que plus le bassin est hétérogène pour les indices Zmoy (altitude moyenne), Zmax (altitude maximale), IPH (indice de pente du réseau hydrographique), TImoy (indice topographique moyen), R (différence d'altitude entre le point le plus haut du réseau hydrographique et l'exutoire), IRo (indice de réponse relatif), 21 (terres arables), 2 (territoires agricoles), 311 (forêts de feuillus), 31 (forêts), plus il est préférable d'adopter une approche globale plutôt que de distribuer uniquement les paramètres.

Cependant, chacun de ces indices n'a pas forcément un impact direct sur les écarts de performances entre les approches. En effet, la matrice de corrélation de ces 10 indices (voir tableau 6.1 à la suite) montre clairement que la plupart d'entre eux sont relativement corrélés, à l'exception des indices relatifs à la forêt (codes 31 et 311) qui semblent être moins liés aux caractéristiques de pente ou d'altitude.

	zmoy	zmax	IPH	R	Tl moy	IRo	21	2	311	31
zmoy	1.00									
zmax	0.87	1.00								
IPH	0.59	0.78	1.00							
R	0.60	0.91	0.80	1.00						
Tl moy	-0.44	-0.64	-0.89	-0.69	1.00					
IRo	-0.65	-0.64	-0.71	-0.52	0.58	1.00				
21	-0.59	-0.61	-0.55	-0.50	0.51	0.67	1.00			
2	-0.62	-0.68	-0.79	-0.60	0.78	0.64	0.66	1.00		
311	0.04	0.04	0.20	0.04	-0.24	-0.13	-0.16	-0.33	1.00	
31	0.35	0.27	0.34	0.15	-0.40	-0.36	-0.49	-0.66	0.55	1.00

Tableau 6.1 : Matrice de corrélation des indices explicatifs de la 1^{ère} comparaison

A première vue, les résultats obtenus peuvent paraître surprenants, car ils indiquent bien que plus le bassin est hétérogène (pour les 10 caractéristiques que nous avons déjà citées), moins l'approche semi-distribuée est favorable. On pourrait donc croire qu'il est inutile de prendre en compte les variabilités spatiales des caractéristiques physiques du bassin. Néanmoins, il ne faut pas oublier que dans cette version de l'approche semi-distribuée, on ne tient pas compte des variabilités de la pluie. **Trois explications sont alors envisagées pour ces résultats :**

6.2.2.1 Erreurs sur les données d'entrée

Comme nous venons de le dire, la version semi-distribuée utilisée dans cette partie considère, tout comme l'approche globale, la moyenne des pluies des deux sous-bassins, aussi bien en calage qu'en validation. Pour le calage, le jeu de paramètres optimisés dans chaque approche sera finalement :

$$\rightarrow \text{pour l'approche globale : } \mathbf{X}_{A,B} = \mathbf{f}\left(\frac{P_A + P_B}{2}; Q_A + Q_B\right)$$

Dans ce cas, on a besoin de l'information globale sur tout le bassin pour caler $\mathbf{X}_{A,B}$. La pluie est certes moyennée, mais elle contient tout de même l'information contenue dans les deux sous-bassins (pluies et débits). Il semble alors possible de retrouver un débit proche de la somme des débits des deux sous-bassins.

\rightarrow pour l'approche semi-distribuée intermédiaire :

$$\begin{aligned} \blacksquare \mathbf{X}_A &= \mathbf{f}\left(\frac{P_A + P_B}{2}; Q_A\right) \\ \blacksquare \mathbf{X}_B &= \mathbf{f}\left(\frac{P_A + P_B}{2}; Q_B\right) \end{aligned}$$

Pour cette approche, le calage est plus problématique. En effet, on cale chaque sous-bassin individuellement, mais on utilise une partie de l'information de pluie du sous-bassin B pour caler les paramètres du sous-bassin A, alors que le débit de sortie sur lequel nous basons le calage est Q_A , totalement indépendant du bassin B. Nous voyons de suite que **plus la pluie de B sera éloignée de celle de A, plus la pluie appliquée au modèle sera éloignée de la pluie réelle**. C'est donc avec une pluie erronée qu'on souhaite trouver le vrai débit... Il est alors impossible de trouver un jeu de paramètres qui corresponde vraiment au sous-bassin. C'est pourquoi en validation, alors qu'on applique à nouveau des pluies erronées, les simulations ne peuvent qu'être éloignées de la réalité.

6.2.2.2 Les hétérogénéités physiques, reflet des hétérogénéités pluviométriques ?

Nous venons de voir que plus les pluies étaient hétérogènes sur le bassin, plus l'approche semi-distribuée (X) avec uniquement distribution des paramètres risquait d'être critique. En observant les histogrammes de la partie 6.2.1 (figures 6.4 et 6.5), nous remarquons par ailleurs que les bassins à forte hétérogénéité de pente, d'altitude, de couvert forestier ou agricole, sont plutôt défavorables à une approche semi-distribuée telle que nous l'envisageons dans cette partie. Nous pouvons alors nous demander si les indices pour lesquels un lien est observable avec les performances des deux approches G et X, ne sont pas eux mêmes corrélés aux hétérogénéités de précipitations. Dans ce cas, **les tendances observées sur les histogrammes seraient tout simplement le reflet des conséquences d'une pluie hétérogène non prise en compte**. Pour vérifier ce point, nous avons utilisé les deux indices de corrélation des pluies calculés par Oddos (2002). Voici un rappel de leurs expressions et de leurs significations :

- **Cor1, coefficient de corrélation n°1 :**

$$\text{Cor1} = \frac{\sum_{i=1}^n P_1^i * P_2^i - \frac{(\sum_{i=1}^n P_1^i) * (\sum_{i=1}^n P_2^i)}{n}}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (P_1^i - \bar{P}_1)\right) * \left(\sum_{i=1}^n (P_2^i - \bar{P}_2)\right)}}$$

avec P_k^i la pluie du bassin versant k au pas de temps i et n le nombre de pas de temps sur la période étudiée.

Le coefficient de corrélation est une manière de traduire le degré de ressemblance plus ou moins fort existant entre deux séries de données. Une valeur de +1 ou -1 indique une relation linéaire entre les deux variables. Par contre, une valeur de 0 indique que les variables sont indépendantes.

- **Cor2, indice de corrélation n°2 :**

La formule est identique à celle du premier coefficient de corrélation mais ne s'applique qu'aux jours pluvieux des deux séries. Les chroniques de pluie contiennent de nombreux '0', ce qui, dans certains cas, pourrait faire augmenter la valeur du coefficient de corrélation Cor1. C'est pour cela qu'est calculé un second coefficient de corrélation (Cor2), qui ne tient pas compte des valeurs nulles.

Nous avons ensuite calculé la matrice de corrélation de ces indicateurs de similarité de pluies et des 10 indicateurs d'hétérogénéité physique que nous avons relevés. Voici ce que l'on obtient :

Tableau 6.2 : Corrélations entre les similarités de pluies et les hétérogénéités physiques

	Cor1	Cor2
dzmoy	-0.31	-0.31
dzmax	-0.41	-0.40
dIPH	-0.45	-0.44
dR	-0.47	-0.46
dTI moy	-0.43	-0.42
dIRo	-0.19	-0.20
d21	-0.05	-0.07
d2	-0.30	-0.31
d311	-0.15	-0.14
d31	-0.23	-0.24

Cela nous confirme qu'il existe un certain lien entre les hétérogénéités pluviométriques et les hétérogénéités physiques du bassin telles que l'altitude, la pente, la saturabilité, elles-mêmes corrélées entre elles. Nous pouvons par conséquent conclure que les effets apparents des hétérogénéités physiques, que nous pouvons observer sur les histogrammes, sont, au moins en partie, le reflet des effets des variabilités des pluies sur la modélisation.

Conclusion :

Dans cette partie, nous voulions initialement évaluer l'impact de certaines hétérogénéités physiques du bassin sur le type d'approche choisi pour la modélisation (globale ou semi-distribution des paramètres du modèle). Après analyse et interprétation, nous avons trouvé que le fait de distribuer les paramètres sans les pluies générerait, en moyenne, une moins bonne simulation qu'avec une approche globale. Ceci est d'autant plus vrai sur des bassins versants caractérisés par une forte variabilité des pluies, mais également sur des bassins présentant une forte hétérogénéité des pentes, du taux de forêts, de terres agricoles. Mais dans tous les cas il semble que les **imprécisions sur les précipitations** soient à l'origine de l'échec de l'approche semi-distribuée intermédiaire X. C'est pourquoi, dans la partie suivante, nous proposons une nouvelle comparaison d'approches, permettant de mettre en avant l'effet des hétérogénéités physiques du bassin, tout en éliminant les méfaits d'une pluie moyennée.

6.3 Comparaison entre approche distribuant uniquement la pluie (P) et approche totalement semi-distribuée (D)

Dans cette partie, nous avons voulu mettre en évidence l'effet d'une prise en compte des variabilités spatiales des caractéristiques physiques du bassin versant, en s'affranchissant de l'impact majeur d'une prise en compte globale des précipitations. L'idée fut donc d'aborder la problématique de la même manière que plus haut, mais en distribuant les pluies à chaque fois. La seule différence entre les deux nouvelles approches utilisées est, évidemment, que dans la première on considère que le bassin versant est homogène, alors que dans la deuxième on distribue les paramètres du modèle. Nous avons alors entrepris la comparaison et la mise en lien avec les types d'hétérogénéités physiques, pour les deux approches suivantes : la version semi-distribuée intermédiaire (P) ne distribuant que les pluies, et l'approche totalement semi-distribuée (D). Les schémas suivants (figure 6.7) rappellent la logique de ces deux approches.

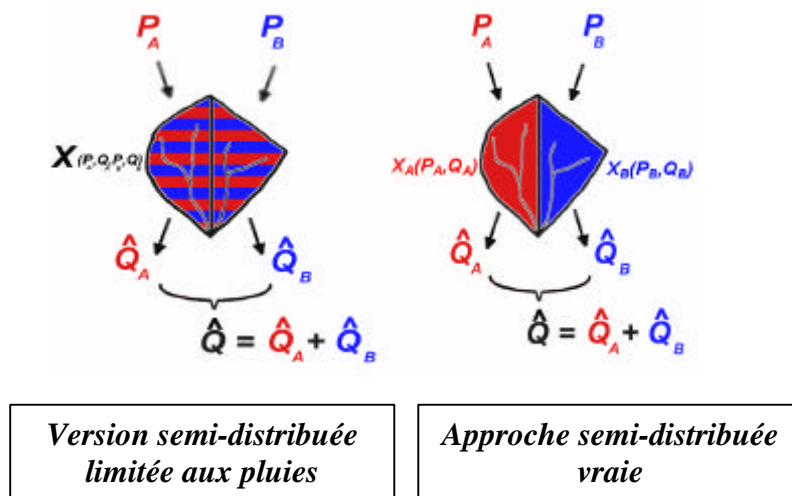


Figure 6.6: Schémas explicatifs des approches P et D

Rappelons que dans la version semi-distribuée limitée aux pluies, on cale chaque sous-bassin avec ses propres pluies et débits, mais en imposant qu'ils aient le même jeu de paramètres. La valeur du critère de Nash pour cette version sera désignée par NP. Pour l'approche semi-distribuée vraie, chaque sous-bassin est calé individuellement avec ses propres pluies et débits. On appellera ND le critère de Nash de l'approche totalement semi-distribuée. En validation, dans les deux cas on applique les pluies séparément à chaque sous-bassin, puis on calcule la somme des débits des deux sous-bassins, que l'on compare à la somme des débits réels.

6.3.1 Explication « mathématique » des différences entre approches D et P

Le graphe de distribution des performances en fonction des approches, présenté en début de chapitre, nous montrait déjà que l'approche totalement semi-distribuée (D) était supérieure, en moyenne, à celle ne distribuant que les pluies. Dans ces deux approches, voici comment sont optimisés les paramètres :

→ pour l'approche semi-distribuée vraie (D) :

- $X_A = f(P_A; Q_A)$
- $X_B = f(P_B; Q_B)$

On obtient donc un jeu de paramètres optima pour chaque sous-bassin, indépendamment de l'autre sous-bassin.

→ pour l'approche semi-distribuée limitée aux pluies (P) :

- $X'_A = f'(P_A; Q_A) = X'_{A,B}$
- $X'_B = f'(P_B; Q_B) = X'_{A,B}$

Dans ce cas, on optimise également chaque sous-bassin avec ses données de pluies et de débits, mais on a la contrainte d'avoir le même jeu de paramètres $X'_{A,B}$ pour les deux sous-bassins. Sur la période de calage, il est donc impossible, avec cette approche, d'avoir une simulation meilleure qu'avec l'approche totalement semi-distribuée. En effet, pour ces deux approches nous avons les mêmes fonctions à optimiser ; il est donc évident que l'optimum sans contrainte (semi-distribution vraie) fournira de meilleurs résultats que l'optimum obtenu avec une contrainte. La contrainte d'égalité éloigne nécessairement la valeur trouvée de l'optimum global. On pourrait toutefois avoir des résultats équivalents entre les approches D et P dans le cas où X_A et X_B , paramètres des sous-bassins A et B optimisés sans contrainte, seraient égaux ou très proches. Par conséquent, plus X_A et X_B sont éloignés, plus on risque d'obtenir des résultats inférieurs en imposant $X'_A = X'_B$ dans l'approche P. En considérant que les paramètres du modèle sont liés aux caractéristiques physiques du bassin versant, on suppose donc que **les écarts de performances entre les deux approches seront beaucoup plus élevés sur des bassins très hétérogènes ($X_A \neq X_B$) que sur des bassins homogènes ($X_A \approx X_B$).**

6.3.2 Mise en évidence des facteurs physiques influents sur les écarts absolus (ND-NP) et relatifs (NOR2)

Tout comme pour l'analyse de la partie précédente, l'Analyse en Composantes Principales (ACP) entre les indicateurs d'hétérogénéités et les écarts de performances absolus (ND-NP) ou relatifs (NOR2), ne nous permet pas de tirer directement des conclusions. En effet, les axes sont très peu représentatifs des données réelles de notre tableau initial, puisque moins de 25 % de l'information initiale sont contenus dans cette représentation graphique de l'ACP.

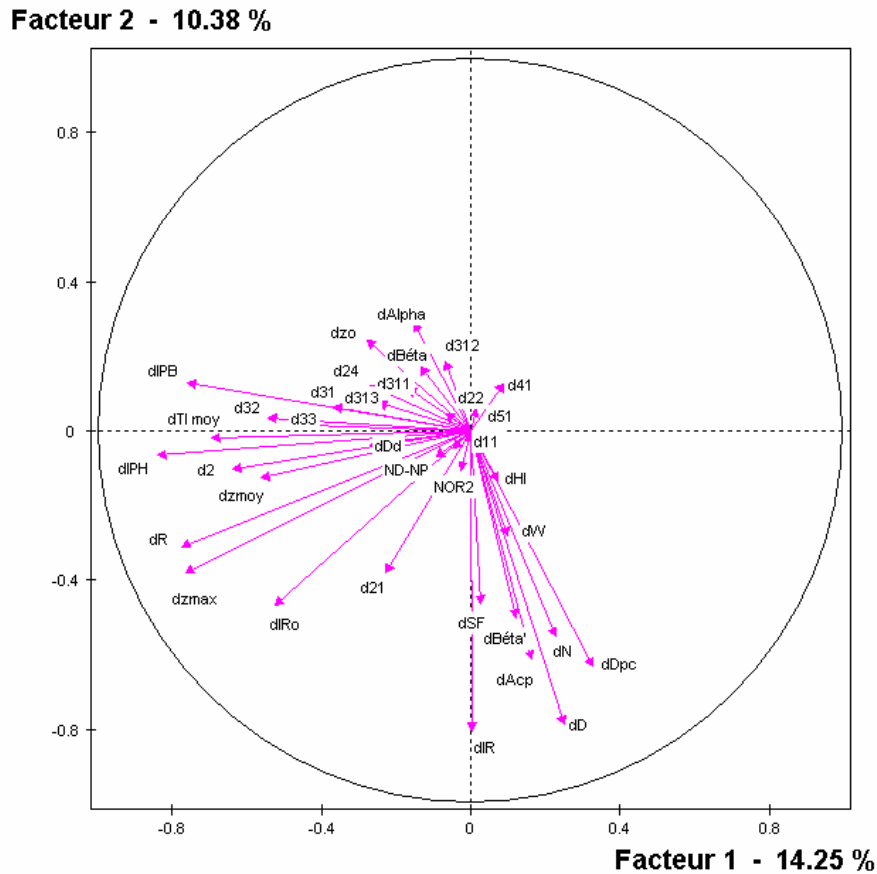


Figure 6.7 : Résultat graphique de l'analyse en composantes principales ACP

De même, la matrice de corrélation, consultable en annexe 7, ne fait pas apparaître de lien explicite entre (ND-NP) ou NOR2 et les divers indices d'hétérogénéité des caractéristiques physiques du bassin versant.

Finalement, c'est une représentation des résultats moyens (moyennes par groupes de 320 points environ) sous forme d'histogrammes qui nous permet de mettre en évidence certaines tendances. C'est ce que nous montrent les figures suivantes.

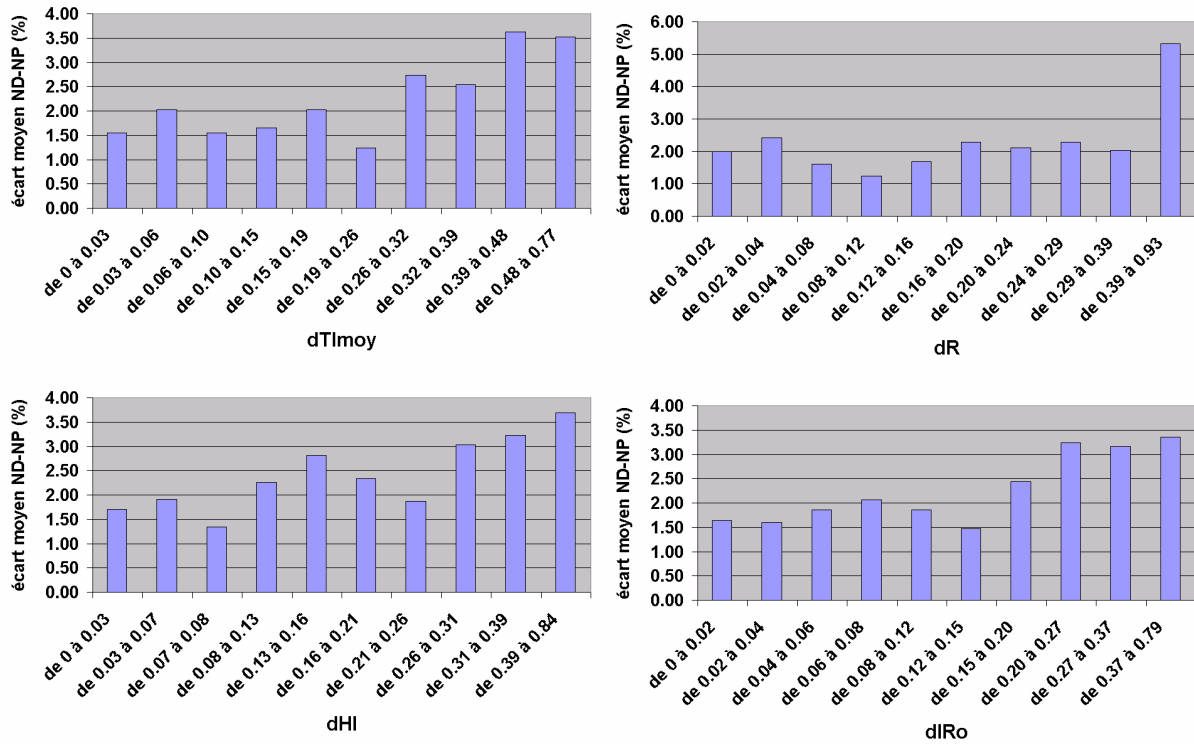


Figure 6.8 : Histogrammes des écarts absolus (ND-NP) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités de certains indices hydrogéomorphométriques

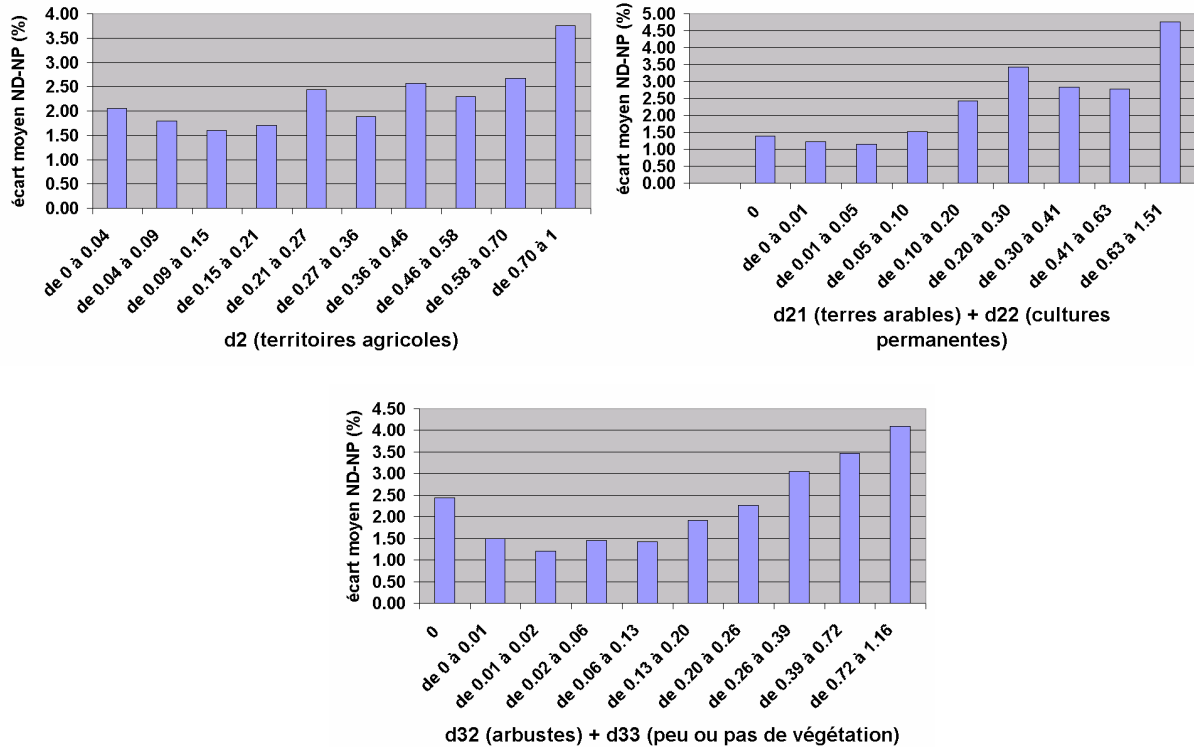


Figure 6.9 : Histogrammes des écarts absolus (ND-NP) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités du couvert végétal

Les histogrammes ci-dessus font entrevoir les effets de certains indices sur les écarts absolus de performances entre les approches D et P, mais lorsqu'on utilise la même représentation graphique pour les valeurs des écarts relatifs NOR2, certains indices ne sont plus liés aux écarts de performances. Les histogrammes suivants représentent les indices pour lesquels une tendance est observable avec NOR2.

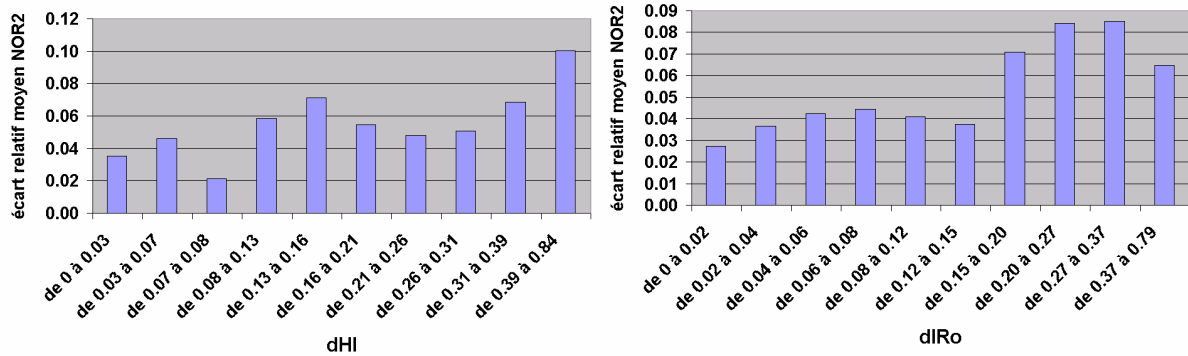


Figure 6.10 : Histogrammes des écarts relatifs (NOR2) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités de certains indices hydrogéomorphométriques

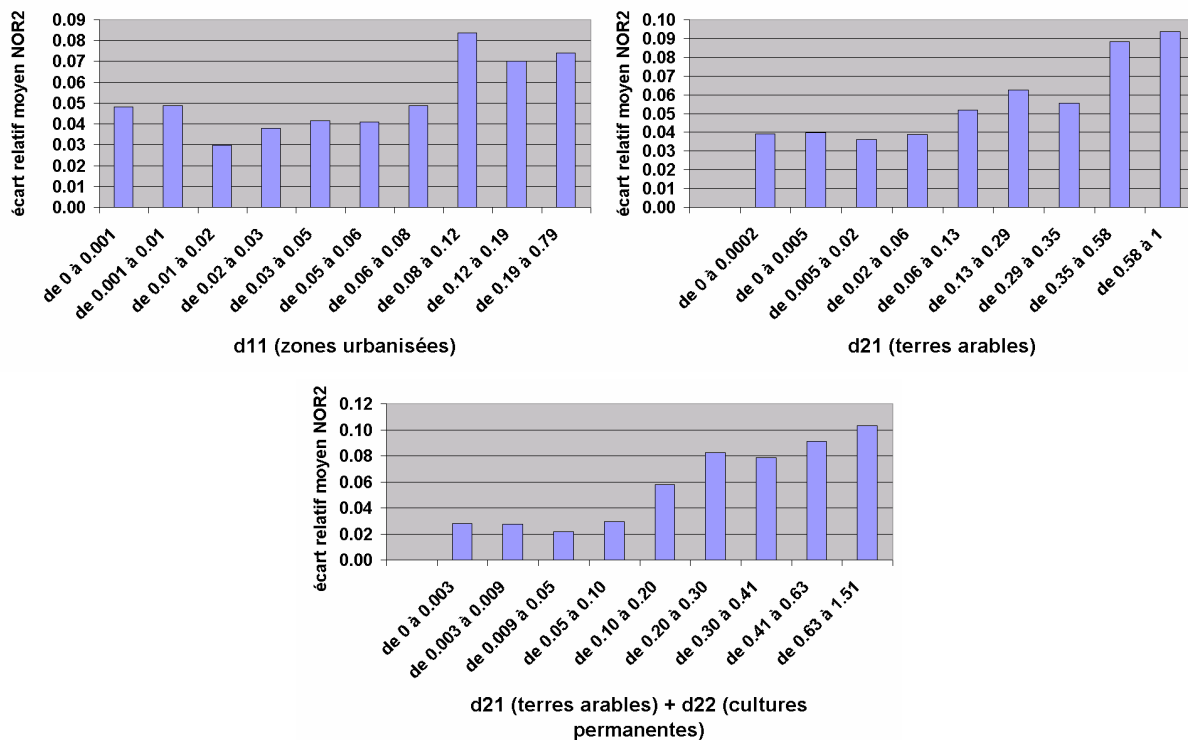
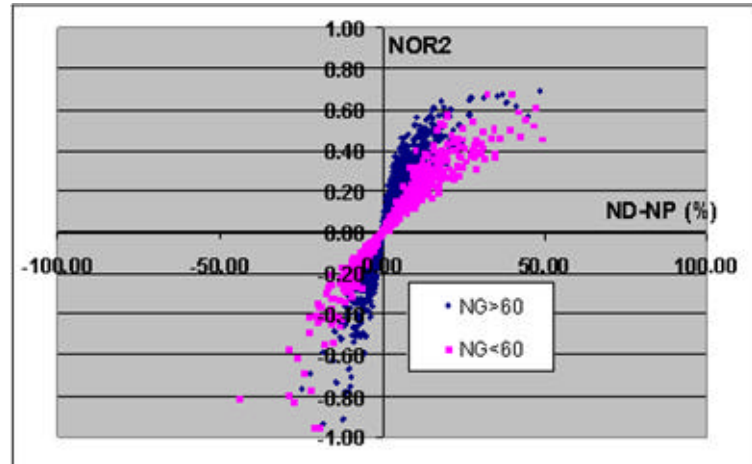


Figure 6.11 : Histogrammes des écarts relatifs (NOR2) moyens entre les 2 approches, en fonction des indicateurs d'hétérogénéités du couvert végétal

On expliquera le fait que certains indices sont significatifs pour ND-NP mais pas pour NOR2, en notant que les bassins très hétérogènes qui, au vu de ND-NP, profitent de la semi-distribution des paramètres, sont probablement des bassins pour lesquels ND-NP est élevé et NOR2 est faible. Ce sont donc des bassins pour lesquels la semi-distribution des paramètres est favorable en absolu, mais pas forcément significativement en relatif. Or, comme nous le voyons dans la figure 6.13 suivante, ce type de bassin concerne principalement les bassins sur lesquels l'approche globale G est relativement mauvaise ($NG < 60\%$).

Les conclusions que peuvent apporter les histogrammes utilisant ND-NP ne sont donc pas à négliger, même si on ne retrouve pas les mêmes résultats avec NOR2 ; en effet, ces conclusions concernent des bassins difficilement modélisables avec une approche globale, pour lesquels il est alors important de trouver un moyen d'améliorer les simulations. La semi-distribution semble finalement être une solution possible.

Figure 6.12 : Écarts relatifs NOR2 en fonction des écarts absolus ND-NP, pour 2 classes de bassins déterminées selon la valeur de NG (Nash global)



Synthèse des résultats :

Les histogrammes de ND-NP et NOR2 en fonction des hétérogénéités montrent donc le lien pouvant exister entre les écarts de performance du modèle GR4J selon l'approche adoptée, et le type d'hétérogénéité que l'on rencontre sur le bassin. Les différences que l'on rencontre selon le critère d'évaluation choisi (ND-NP ou NOR) nous confirment que les conclusions ne sont pas nettement marquées et qu'elles peuvent dépendre, en partie, du critère de comparaison utilisé. Certains indices semblent donc explicatifs lorsqu'on utilise les écarts absolus ND-NP, mais pas si on utilise les écarts relatifs NOR2 : il s'agit des indices **R**, **Tmoy**, ainsi que des classes de végétation **32+33** (peu ou pas de végétation). Inversement, l'indice d'**urbanisation (11)** semble explicatif avec NOR2 mais pas avec ND-NP. Certains facteurs semblent néanmoins avoir un effet sur le type d'approche à choisir, quel que soit le critère d'évaluation : en effet, que l'on prenne les écarts absolus ou relatifs, on retrouve que **plus le bassin présente des hétérogénéités pour les indices géomorphométriques HI (intégrale hypsométrique), IRo (indice de réponse relatif, équivalent à un temps de réponse relatif), ou des hétérogénéités concernant la présence de terres cultivées (d21+d22), plus il est avantageux de semi-distribuer les paramètres du modèle.**

Jusqu'ici, nous avons analysé les différences entre les deux approches en terme d'hétérogénéités d'indicateurs physiques. Mais pour un degré d'hétérogénéité donné, par exemple pour un bassin chimère présentant une forte hétérogénéité des pentes, on peut avoir des bassins hétérogènes avec de fortes valeurs de pentes ou des bassins hétérogènes avec de faibles valeurs de pentes. Nous pouvons donc nous demander si les écarts entre les approches peuvent s'expliquer non plus en terme d'hétérogénéités, mais en terme de valeur d'indice physique. Pour cela, nous avons tout simplement introduit la valeur moyenne X_{moy} de

chaque indice X , pour chaque bassin chimère :
$$X_{moy} = \frac{S_A \cdot X_A + S_B \cdot X_B}{S_A + S_B} \approx \frac{X_A + X_B}{2}$$

Les résultats sont détaillés dans la partie suivante.

6.3.3 Des indices moyens à la source des écarts de performances ?

Les histogrammes suivants représentent les valeurs moyennes de NOR2 par groupes d'environ 320 points, en fonction des valeurs moyennes de certains indices physiques.

❑ **Indices moyens « défavorables » à la semi-distribution des paramètres :**

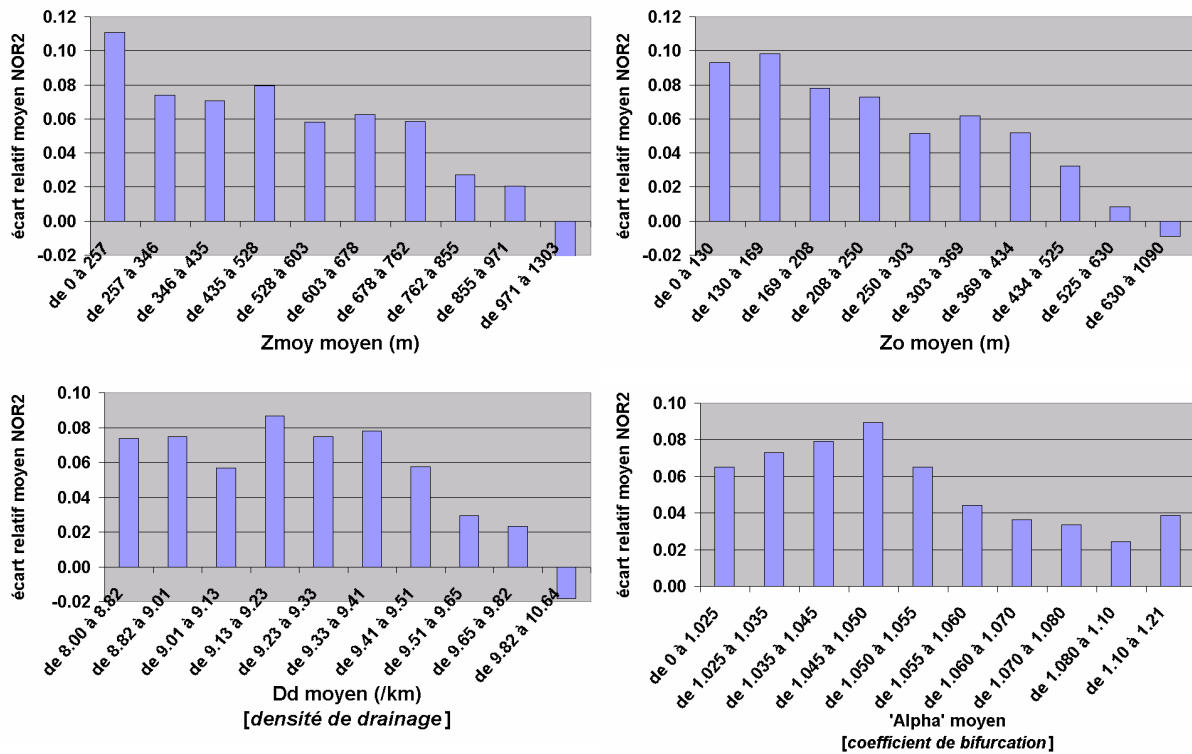


Figure 6.13 : Histogrammes des indices moyens défavorables à la semi-distribution des paramètres

Il semble donc que **plus les bassins sont en altitude, moins il est favorable d'adopter une approche semi-distribuée pour les paramètres.**

La densité de drainage Dd a le même effet que Zmoy et Zo sur l'écart relatif NOR2, mais en fait, Dd est corrélé à Zmoy avec une covariance de 0.72. Il est donc difficile de définir quel facteur a réellement un impact sur le type d'approche.

Concernant le coefficient α_{moyen} , nous avons précisé dans le chapitre 3 que nous doutions de la validité des résultats trouvés. Cet histogramme est donc reporté à titre d'information, mais ne prétend pas fournir un résultat fiable.

Cette étape nous montre pour la première fois un facteur défavorable à la semi-distribution des paramètres. D'un autre côté, les résultats d'Oddos (2002) concluent qu'il est généralement avantageux de semi-distribuer les pluies. Nous pouvons donc nous demander comment réagit le modèle, en fonction de l'altitude du bassin, si on distribue à la fois les pluies et les paramètres du modèle. C'est pourquoi nous avons représenté, dans les histogrammes suivants, les écarts de performances absolus (ND-NG) et relatifs [$NOR = (ND-NG)/(100-NG)$], entre l'approche totalement semi-distribuée (pluies et paramètres) et l'approche globale, en fonction de l'altitude de l'exutoire et de l'altitude moyenne.

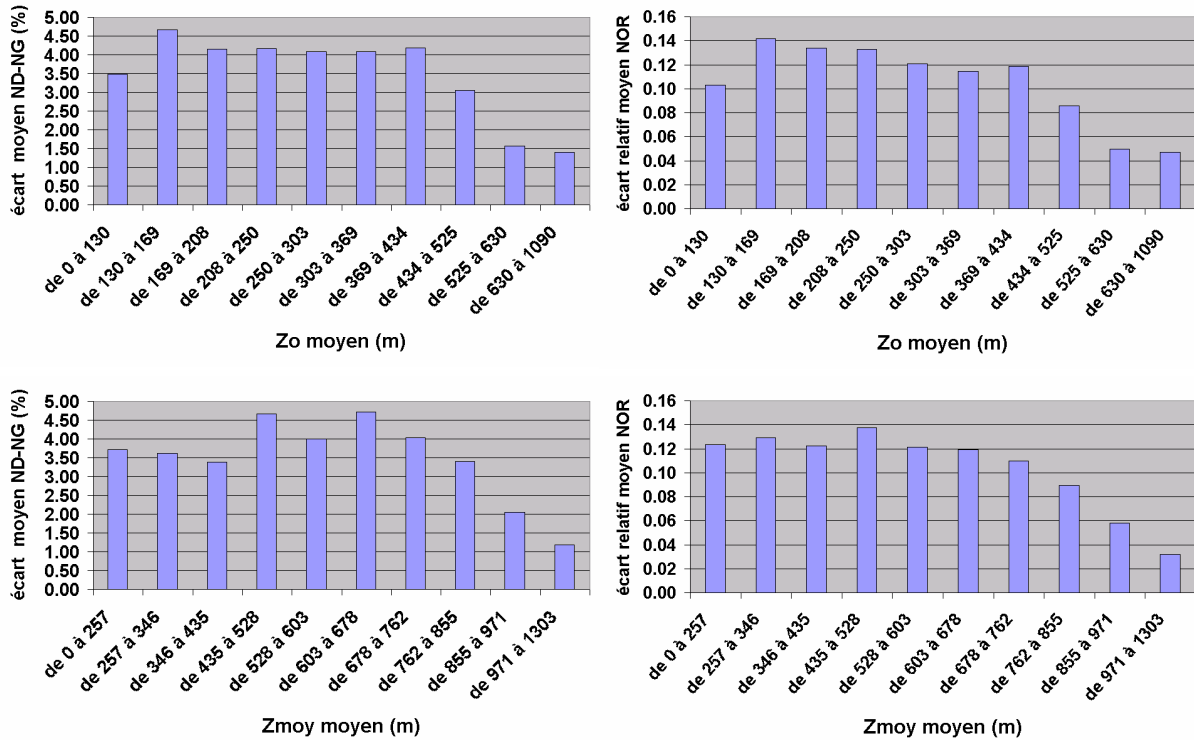


Figure 6.14 : Histogrammes des écarts absolus (ND-NG) et relatifs (NOR) en fonction des altitudes Z_o et Z_{moy} des bassins chimères

Il apparaît ainsi que l’approche semi-distribuée demeure, en moyenne, supérieure à l’approche globale, quelle que soit l’altitude moyenne du bassin. **Cependant, le bénéfice de la semi-distribution totale diminue fortement lorsque l’altitude augmente.**

□ Indices favorables à la semi-distribution des paramètres :

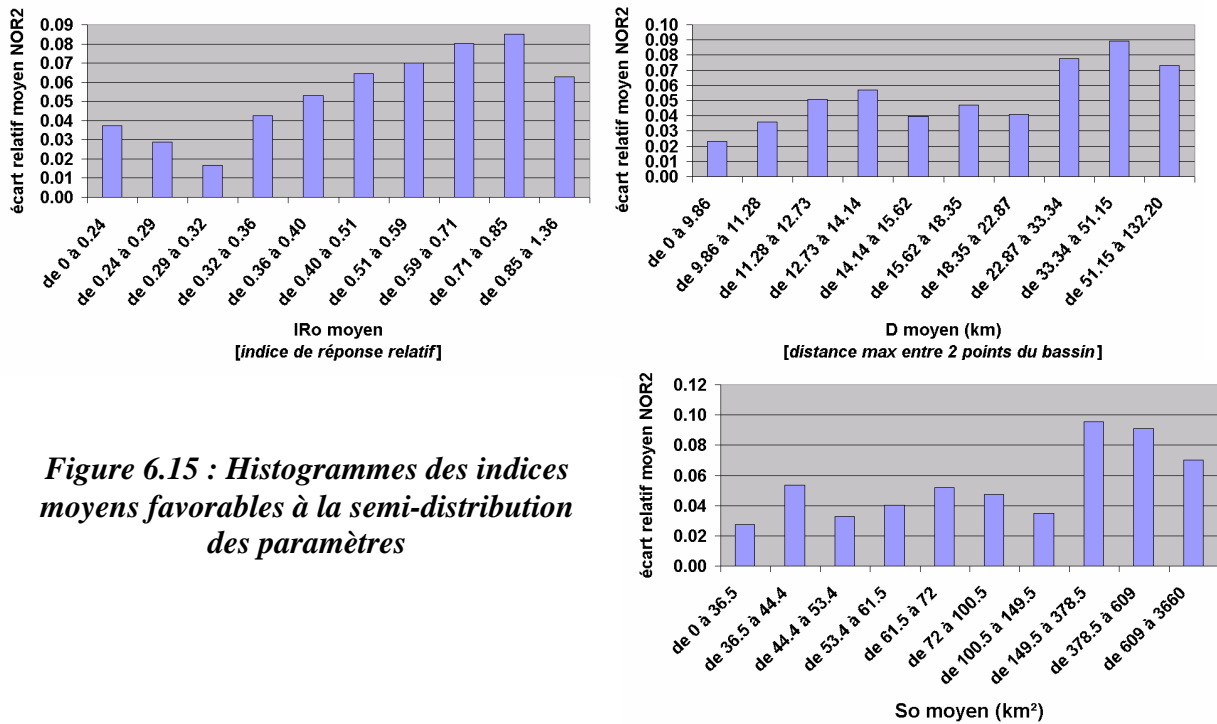


Figure 6.15 : Histogrammes des indices moyens favorables à la semi-distribution des paramètres

Ici, nous voyons que la semi-distribution des paramètres est d'autant plus bénéfique que l'indice de réponse adimensionnel IRO moyen est grand.

L'histogramme représentant NOR2 en fonction de D (distance maximum entre deux points quelconques du bassin), montre un lien probable entre la taille du bassin et l'utilité de distribuer les paramètres du modèle : à partir d'une limite, de l'ordre de 20 km, l'effet favorable de la distribution des paramètres est encore plus marqué. L'histogramme de l'écart relatif NOR2 en fonction de la superficie So_{moyen} du bassin montre également qu'au-delà d'un seuil, les valeurs du NOR2 sont en moyenne supérieures. Ce constat pourrait être lié au comportement du modèle conceptuel GR4J en fonction de la superficie So du bassin versant. C'est ce que nous allons développer dans la partie suivante.

6.3.4 Des singularités du modèle pouvant expliquer certaines tendances

6.3.4.1 Influence de la superficie totale So du bassin

Les graphes suivants montrent la tendance de GR4J à bien modéliser les grands bassins, alors que les résultats sont plus variables pour les petits bassins.

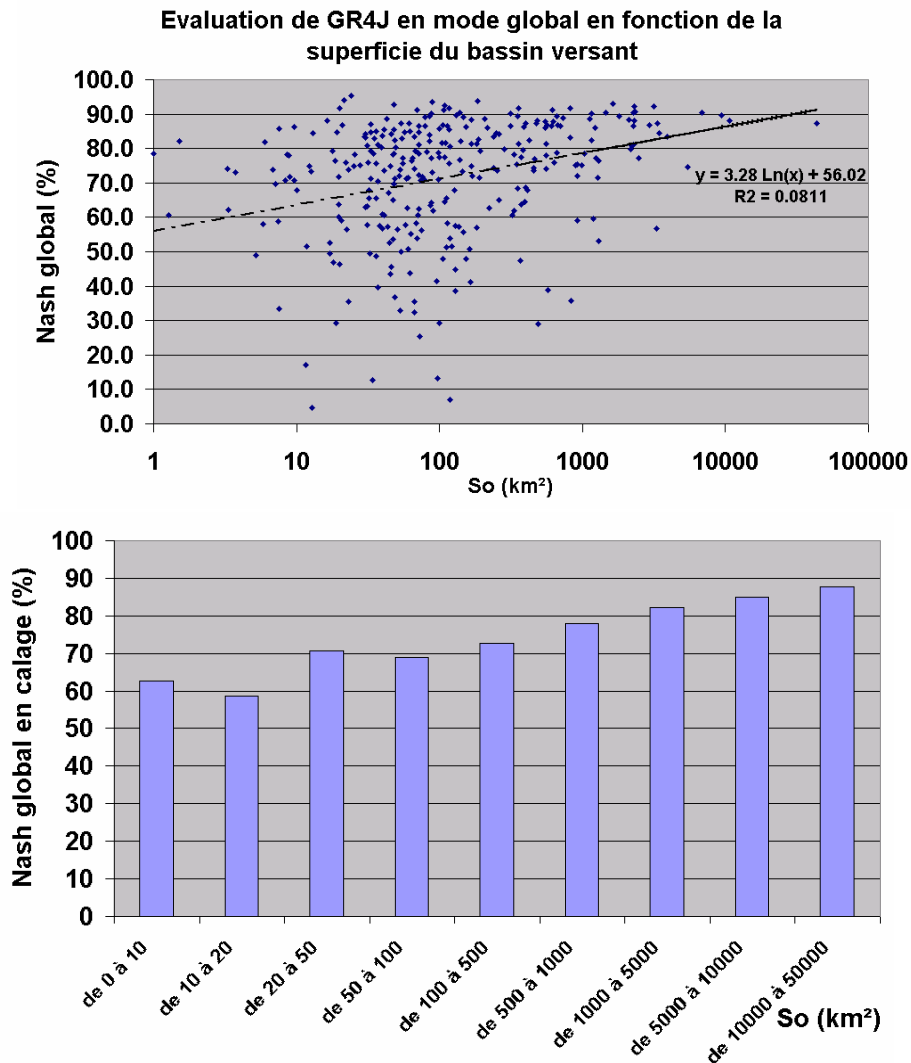


Figure 6.16 : Critère de Nash obtenu en calage avec GR4J en mode global sur les 307 bassins versants de l'échantillon, en fonction de leur superficie So

En absolu, cette particularité devrait être un handicap à la semi-distribution puisqu'en utilisant cette approche, on modélise deux sous-bassins de tailles S_A et S_B inférieures à la superficie du bassin total $S_o = S_A + S_B$. Dans notre étude, nous avons constitué des bassins chimères en imposant que les sous-bassins aient à peu près la même superficie. On a donc, globalement, $S_A \approx S_B \approx \frac{S_o}{2}$. Pour des sous-bassins homogènes sur lesquels GR4J obtient des résultats équivalents, il est donc possible que l'approche globale soit supérieure à une approche semi-distribuée ; mais dans le cas de sous-bassins versants très hétérogènes, le bénéfice de la prise en compte des hétérogénéités par une semi-distribution semble être supérieur à la pénalité due à la modélisation de bassins plus petits, puisque l'approche totalement semi-distribuée est en moyenne supérieure à l'approche globale.

Ces constatations n'expliquent pourtant pas le fait que l'écart relatif NOR2 augmente pour des valeurs de $S_{o\text{moyen}}$ élevées. Rappelons que l'histogramme correspondant signifie que plus le bassin est grand, plus la prise en compte des hétérogénéités physiques du bassin est utile en terme de performances. Voici l'interprétation que nous pouvons éventuellement donner à ce graphe, en tenant compte des précisions que nous avons apportées sur l'influence de S_o sur les performances de GR4J, et notamment sur le fait que pour S_o donné, l'étendue possible des Nash diminue quand S_o augmente : pour un bassin chimère C de grande superficie S_o , les sous-bassins versants A et B seront de superficie approximativement égale à $S_o/2$; pour un bassin C' de superficie plus petite $S_o' (<S_o)$, les sous-bassins A' et B' seront de superficie $S_o'/2$ inférieure à $S_o/2$. Par conséquent, l'étendue des critères de Nash possibles est plus importante pour A' et B' que pour A et B, et surtout, les valeurs minimales des critères de Nash sont beaucoup plus faibles pour A' et B' que pour A et B. D'autres paramètres sont bien sûr à prendre en compte pour expliquer totalement l'histogramme, mais en considérant uniquement les effets de S_o , il semble qu'en moyenne il est normal que les grands bassins bénéficient davantage de la semi-distribution que les petits bassins. En fin de compte, **GR4J modélise mieux les grands bassins que les petits, mais ce n'est pas pour cela que les petits bassins versants peuvent bénéficier davantage d'une semi-distribution des paramètres, bien au contraire.**

Le comportement différent de GR4J selon la taille du bassin est cependant un point empirique qui reste assez flou à l'heure actuelle. Il est expliqué qualitativement par le fait que plus le bassin est grand, moins le signal de réponse hydrologique est complexe, atténué par le phénomène de lissage réalisé par le bassin versant. Les grands bassins sont donc généralement plus faciles à modéliser. Mais une explication plus scientifique et quantitative serait intéressante, c'est pourquoi cette problématique mériterait davantage d'approfondissement, en étudiant par exemple l'effet de la superficie sur les fonctions mathématiques internes au modèle et notamment sur leur comportement « filtre » (permettant d'amortir ou de transmettre directement un signal d'entrée).

6.3.4.2 Les bassins Corses

On constate que GR4J modélise mal la plupart des bassins du Sud-Est de la France, et plus particulièrement les bassins Corses. Ceci peut s'expliquer par la forte variabilité spatiale et temporelle des pluies, ou par les caractéristiques géologiques de la région. Sur la totalité de notre échantillon initial (307 bassins versants), nous avons 35 bassins (soit plus de 10 %) pour lesquels le critère de Nash est inférieur à 50 en calage. Parmi ces 35 bassins on en compte 24 des zones du Sud-Est. Par ailleurs, toujours parmi ces 35 bassins, il y en a 22 pour lesquels le paramètre X4 du modèle GR4J, correspondant au temps de réponse de l'hydrogramme unitaire, est **inférieur à 1.5 jours ; or ce temps de réponse peut paraître relativement**

rapide pour un bassin sur lequel on ne dispose que de données journalières. De plus, le temps de réaction de la majorité des bassins versants du bassin Rhône-Méditerranée-Corse est relativement court, puisque sur un total de 91 bassins du Sud-Est, 50 bassins ont un paramètre X4 inférieur à 1.5 jours ; la moyenne pour ces 91 bassins est de 1.58 jours, et la médiane de 1.48 jours.

Le temps de réponse du bassin peut donc être un facteur de mauvais fonctionnement du modèle GR4J, c'est pourquoi de nombreux bassins versants du Sud-Est, à réaction rapide, obtiennent un critère de Nash médiocre. Notons d'autre part que les bassins difficilement modélisables pour lesquels le temps de réponse est court, sont souvent des bassins de faible superficie. Nous en revenons donc à la problématique évoquée dans le paragraphe précédent.

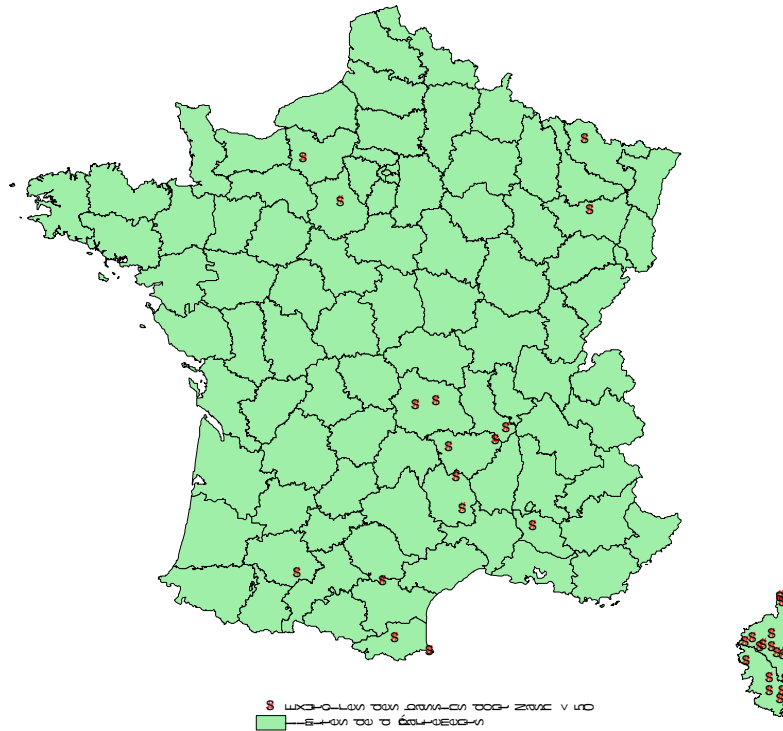


Figure 6.17 : Localisation des bassins pour lesquels le Nash global est inférieur à 50 %

Par ailleurs, nous avons représenté dans les histogrammes suivants, les valeurs moyennes de l'écart relatif NOR2 entre les approches D et P, en fonction de la valeur du Nash minimum et moyen entre les deux sous-bassins de chaque bassin chimère. Nous voyons bien que mieux les sous-bassins sont modélisés, plus la semi-distribution des paramètres est efficace.

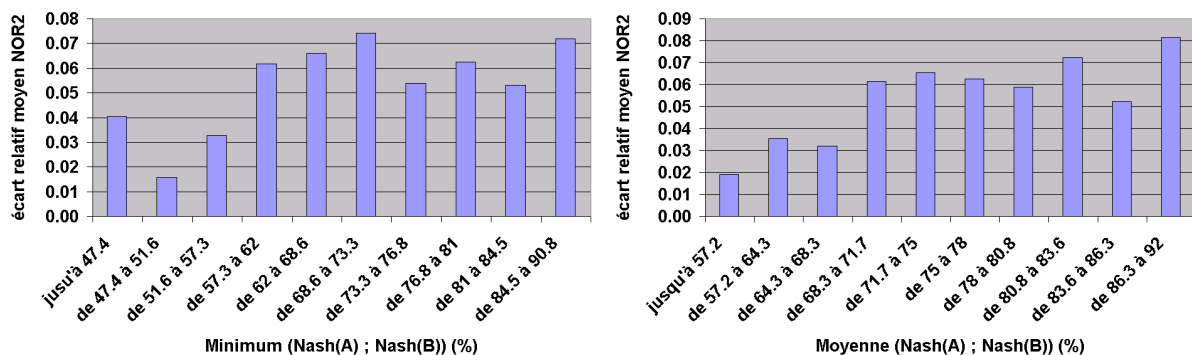


Figure 6.18 : Histogrammes des écarts relatifs moyens NOR2 en fonction de la valeur moyenne et du minimum de Nash A et Nash B de chaque bassin chimère (A et B sont les 2 sous-bassins)

Par conséquent, **la plupart des bassins chimères dont un des sous-bassins est mal modélisé** (principalement des bassins à réaction rapide, localisés dans le sud-est) **obtiennent de meilleurs résultats en considérant le bassin comme une entité homogène (pour les caractéristiques physiques) plutôt qu'en semi-distribuant les paramètres du modèle.**

Notons cependant que le comportement du modèle en fonction de la superficie S_0 du bassin et du temps de réponse n'est pas uniquement spécifique à GR4J. En effet, on retrouve cette caractéristique sur de nombreux modèles. Nous voyons tout de même que les résultats de l'étude peuvent dépendre du choix du modèle. C'est pourquoi il serait intéressant de réitérer ces étapes comparatives pour d'autres modèles pluie-débit. Le modèle GR4J étant parmi les plus aptes à une utilisation opérationnelle, les conclusions tirées de cette étude permettront directement d'adopter de nouvelles orientations pour améliorer ce modèle. Toutefois, l'adaptation de GR4J pour une prise en compte de données horaires (Mathevet, thèse en cours), permettra d'améliorer les simulations des bassins à réaction rapide, ce qui pourra alors s'avérer favorable à une prise en compte des caractéristiques physiques du bassin par une semi-distribution des paramètres.

7 CONCLUSION

7.1 Bilan de l'étude

□ *Objectif de l'étude*

L'objectif de notre étude était de mettre en évidence les différences de performances entre les approches globale et semi-distribuée, et de les expliquer à partir des caractéristiques physiques du bassin versant. Nous souhaitions en fait répondre aux questions suivantes, qu'un prévisionniste en hydrologie, par exemple, pourrait se poser pour modéliser un bassin très hétérogène : Est-il réellement utile, en terme de performance et donc de fiabilité, de modéliser ce bassin versant de façon semi-distribuée, ou est-il suffisant d'avoir une approche globale ? Peut-on savoir à l'avance, en fonction des caractéristiques physiques du bassin, si une approche est plus favorable que l'autre ? Dans le cas où l'approche semi-distribuée s'avère supérieure, quelles hétérogénéités physiques est-il utile de prendre en compte en les distribuant ?

□ *Etapas méthodologiques*

Pour répondre à cette problématique, nous nous sommes basés sur un échantillon de 307 bassins versants français répartis sur tout le territoire. Nous avons utilisé un logiciel d'analyse des modèles numériques de terrain (MNT), appelé River Tools 2.4, pour trouver une vingtaine d'indices descriptifs des caractéristiques physiographiques de chaque bassin versant. La base de données Corine Land Cover (source IFEN) nous a par ailleurs permis de déterminer les superficies occupées par une vingtaine de classes d'occupation du sol, pour chaque bassin versant. Nous avons par ailleurs adopté une méthodologie originale nous permettant de combler le manque de données habituel et le manque d'hétérogénéités marquées sur les sous-bassins versants : elle consiste à créer des bassins versants virtuels, dits « chimères », en mettant en parallèle deux bassins versants réels de l'échantillon initial. Nous avons ainsi obtenu un échantillon de 3206 bassins chimères hétérogènes et diversifiés, présentant toutes les données nécessaires pour y appliquer une approche semi-distribuée. Afin de mettre en évidence l'intérêt éventuel d'une prise en compte des hétérogénéités physiques du bassin versant, nous avons appliqué au modèle pluie-débit GR4J, empirique et global, diverses approches possibles, certaines distribuant les paramètres du modèle, d'autres non. En comparant les résultats de ces approches et en rapprochant ces différences du degré d'hétérogénéité des bassins, nous avons mis en évidence des liens entre les hétérogénéités de certains indices physiques et l'intérêt d'utiliser une approche semi-distribuée.

□ *Résultats*

→ *confirmation de l'importance des précipitations*

Cette démarche nous a finalement permis de confirmer les résultats de l'étude d'Oddos (2002) : la prise en compte des variabilités spatiales permet d'améliorer les simulations. En outre, la semi-distribution des paramètres sans tenir compte des hétérogénéités des pluies est inutile ; elle fournira même des résultats plus médiocres qu'avec une approche globale, surtout sur des bassins présentant des conditions favorables au ruissellement, et pour lesquels le modèle GR4J transmettra alors beaucoup plus rapidement les erreurs des données de précipitations moyennes.

→ *les paramètres qu'il semble utile de distribuer*

A condition de distribuer les pluies, nous avons tout de même trouvé que la semi-distribution des paramètres permettait en moyenne une amélioration par rapport à la prise en compte

globale des caractéristiques physiques du bassin. En détaillant davantage l'effet de chaque indice, nous nous sommes rendus compte que chaque cas était particulier et qu'il était difficile de définir une tendance absolue. Toutefois, en considérant les résultats d'une façon plus globale, en moyennant les critères de Nash pour des groupes d'hétérogénéités similaires, nous avons pu distinguer certaines tendances. Ainsi, nous avons remarqué qu'il était notamment intéressant de distribuer les paramètres pour des bassins présentant des hétérogénéités pour les caractéristiques suivantes :

- **L'intégrale hypsométrique (HI)**, globalement équivalente à $(Z_{\text{moy}} - Z_{\text{min}}) / (Z_{\text{max}} - Z_{\text{min}})$
- **L'indice de réponse relatif (IRo)** : Il s'agit d'un indice créé pour l'étude et censé représenter le temps de réponse relatif du bassin (c'est à dire le temps de réponse divisé par le temps nécessaire à la goutte la plus éloignée pour rejoindre l'exutoire) ; cependant, il est déterminé uniquement à partir du MNT, et plus particulièrement à partir de la courbe « aire-distance » définie par le logiciel River Tools. Cet indice de réponse, uniquement fondé sur des considérations topographiques, mériterait toutefois d'être validé par rapport à des données hydrologiques, et comparé au temps de réponse réel.
- **Les territoires agricoles** (terres arables et cultures permanentes) (classes 2, 21, 22 dans la classification de Corine Land Cover)

Dans certains cas, on remarque qu'il peut également être intéressant de tenir compte des hétérogénéités liées à l'**urbanisation** (classe 11), à la **saturabilité** (indice topographique Timoy de Beven), ou à la **différence d'altitude entre le point le plus haut du réseau hydrographique et l'exutoire** (indice R dans notre étude). Outre les hétérogénéités, nous avons également noté trois autres tendances :

- Plus le bassin est situé en **altitude** (altitude de l'exutoire Z_o et altitude moyenne Z_{moy}), moins la semi-distribution des paramètres semble bénéfique. On obtient le même résultat en semi-distribuant à la fois les pluies et les paramètres.
- Plus le bassin est grand (**superficie S_o**), plus l'approche semi-distribuée sera avantageuse en comparaison à l'approche globale.
- On note de même que pour des bassins présentant des **indices de réponse IRo** élevés, la semi-distribution des paramètres est, en moyenne, plus avantageuse que pour de faibles IRo.

Rappelons une fois de plus que ces constatations sont faites sur des résultats moyennés et non au cas par cas. Les écarts-types autour des valeurs moyennes sont parfois même relativement élevés. Par ailleurs, nous n'avons utilisé qu'un seul modèle, GR4J, pour réaliser cette étude. C'est pourquoi ces conclusions sont valables en moyenne et pour ce modèle hydrologique, mais ne permettent pas d'affirmer unanimement qu'elles seront valables sur n'importe quel bassin.

□ *Comparaison avec les études déjà réalisées (cf chapitre 2)*

Les études déjà réalisées sur la comparaison des approches globale et semi-distribuée furent principalement faites sur peu de bassins versants et pour moins de trois modèles à la fois. Nous pouvons donc considérer que chaque étude présente un cas particulier, mais la mise en commun des conclusions fournies par toutes ces études permet d'avoir une vision plus globale. Il est donc intéressant de resituer nos résultats dans cet ensemble de recherches.

Concernant l'importance d'une prise en compte des variabilités des précipitations, nous rejoignons bien sûr la majorité des études (Corral et al., 2000 ; Michaud et Sorooshian, 1994 ; Ambroise, 1995 ; Boyle et al., 2001 ; ...).

Pour la semi-distribution des caractéristiques physiques du bassin, Kite et Kouwen (1992) conclurent sur l'utilité d'une prise en compte de l'occupation des sols ; nous avons montré pour notre part que les bassins présentant des zones agricoles étaient généralement favorables

à une semi-distribution suivant ces zones. Ambroise a également obtenu de très bons résultats en divisant son bassin non seulement suivant des zones météorologiques homogènes, mais aussi en fonction de la végétation et de l'altitude. Enfin, Boyle a mis en évidence l'intérêt de distribuer la fonction de routage et les paramètres pouvant influencer sur le routage (topographie...). Dans notre étude nous n'avons pas trouvé directement de résultats sur le routage ou les pentes, mais nous savons que l'indice IRO est calculé à partir d'un indice de pente ; par ailleurs, nous avons évoqué l'effet néfaste des bassins présentant un fort routage pour une modélisation globale appliquant une pluie moyennée en entrée.

7.2 Perspectives

□ *Prise en compte de la géologie et de la pédologie*

Dans cette étude, nous avons décrit les bassins versants uniquement sur les plans morphologiques et d'occupation des sols. Nous sommes toutefois conscients que les caractéristiques géologiques et pédologiques du bassin ont un impact certain sur son comportement hydrologique. En adoptant la même méthodologie, il serait donc intéressant d'ajouter des indices géologiques et pédologiques pour expliquer les différences de performances des approches globale et semi-distribuée, et ainsi définir s'il est utile de prendre en compte les hétérogénéités spatiales du bassin versant en terme de géologie et/ou de pédologie.

□ *Etude du nombre optimal de sous-bassins*

Boyle et al. (2001) mettaient en évidence qu'une semi-distribution en huit sous-bassins n'était pas plus efficace qu'une semi-distribution en trois sous-bassins. Pour notre part, nous nous sommes limités à étudier l'effet d'une division élémentaire, c'est-à-dire une division en deux sous-bassins. Nous pourrions par conséquent prolonger cette étude en recherchant l'évolution des performances de l'approche semi-distribuée lorsqu'on augmente le nombre de sous-bassins. Il s'agit en fait de trouver le degré de complexité optimum à utiliser pour décrire les hétérogénéités du bassin.

Par ailleurs, avec la méthode de composition des bassins chimères, nos sous-bassins versants sont tous positionnés en parallèle. Ce n'est pourtant pas la seule possibilité pour semi-distribuer les données. Afin de considérer l'hétérogénéité entre l'amont et l'aval, nous pourrions donc envisager une division suivant des bassins versants « emboîtés », et comparer de même les approches globale et semi-distribuée.

□ *Régionalisation*

La régionalisation consiste à déterminer des relations entre les paramètres du modèle et les caractéristiques physiques du bassin versant. C'est une étape qui permet d'évaluer les valeurs des paramètres sans calage préalable, et donc d'entreprendre des modélisations pluie-débit sur des bassins non jaugés, c'est-à-dire sur lesquels on ne dispose pas de données pour réaliser un calage du modèle. Dans une approche globale, les caractéristiques du bassin versant sont souvent trop hétérogènes pour effectuer une régionalisation, mais dans le cas où le bassin présente des critères favorables à une semi-distribution des paramètres, la régionalisation peut s'avérer plus efficace. Une tentative de régionalisation, à partir des données de caractéristiques physiques que nous avons acquises dans cette étude, est donc une perspective qui offrirait de plus amples possibilités de modélisation dans un contexte opérationnel où les données sont parfois insuffisantes, voire inexistantes.

□ *Vers une prise en compte des variabilités dans un modèle global*

En terme de performances moyennes, nous avons mis en évidence la supériorité de l'approche semi-distribuée sur l'approche globale, et nous avons défini les types d'hétérogénéités qu'il était utile de prendre en compte pour améliorer les simulations. Le

modèle global conserve cependant ses qualités de robustesse, de simplicité, et il nécessite moins de données ; c'est pourquoi il reste favori dans le contexte opérationnel de gestion des ressources et de prévision des crues. Nous pensons alors que l'intégration de données spatialisées « utiles » (celles qui expliquent les écarts de performances dans notre étude) dans un modèle global, permettrait de conserver les avantages du modèle global, tout en augmentant ses performances. C'est ce que Koren (1993) avait déjà entrepris avec succès en utilisant des données Radar de pluies dans un modèle global, sur un petit bassin versant russe. Dans cette optique, il serait finalement envisageable d'atteindre les performances de l'approche semi-distribuée grâce à un modèle global dit « hybride », prenant en compte certaines hétérogénéités.

BIBLIOGRAPHIE

- Ambroise, B., Perrin, J.L., Reutenauer, D. (1995). Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht Catchment. *Water Resources Research*, 31(6) : 1467-1481.
- Andréassian, V. (2002). Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref 200p + annexes.
- Aubert D., Loumagne C., Weisse A., Le Hegarat-Masclé S. (2001). Assimilation of Earth Observation data into hydrological models : the sequential method. *Remote Sensing and Hydrology Symposium, 5th International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology*, octobre 2001, 8p, accepted.
- Baudez, J.C. (1997). Déterminants hydrologiques régionaux pour la gestion et la prévision des ressources en eau. DEA Paris VI 88p.
- Beven, K.J. and Kirkby M.J. (1979). Physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci Bull Sci Hydrol*, 24(1): 43-69.
- Borga, M. (2002). Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 267: 26-39.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S., Korn, V., Zhang, Z. and Smith, M. (2001). Toward improved streamflow forecasts : value of semi-distributed modelling. *Water Resources Bulletin*, 37(11): 2749-2759.
- Cognard-Plancq, A.-L., et al. (2001). The role of forest cover on streamflow down sub-Mediterranean mountain watersheds: a modelling approach. *Journal of Hydrology*, 254(1-4): 229-243.
- Corral, C., Sempere-Torres, D., Revilla, M. and Berenguer, M., (2000). A semi-distributed hydrological model using rainfall estimates by radar. Application to mediterranean basins. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25(10-12): 1133-1136.
- Cosandey, C. (1993). Forêt et écoulements : Rôle de la forêt sur la formation des crues et le bilan d'écoulement annuel. Impact d'une coupe forestière, CNRS: Meudon.
- Diermanse, F.L.M. (1999). Representation of natural heterogeneity in rainfall-runoff models. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24(7): 787-792.
- Drogue G. et al.. (2002). The applicability of a parsimonious model for local and regional prediction of runoff. *Hydrological Sciences Journal*, 47(6) December 2002, 905-919.
- Drogue G. et al. (2002). Calibration of a parsimonious rainfall-runoff model : a sensitivity analysis from local to regional scale. Submitted to *Hydrological Sciences Journal*.
- Edijatno, N. Nascimento, et al. (1999). "GR3J: a daily watershed model with three free parameters." *Hydrological Sciences Journal* 44(2): 263-278.
- Farmer, D. Sivapalan, M. et Jothityangkoon, C. (2001). Climate, soil and vegetation upon the variability of water balance in temperate and semi-arid landscapes : downward approach to hydrological prediction. Submitted to *Water Resources Research*.
- Finnerty, B.D., Smith, M.B., Seo D.J., Koren, V., Moglen, G.E. (1997). Space-time scale sensitivity of the Sacramento model to radar-gage precipitation inputs. *Journal of Hydrology*, 203 : 21-38.
- Green, T.R., L.R. Ahuja, and J.G. Benjamin (2003). Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma*, 116(1-2): 3-27.
- Gupta, H.V., et al. (2003). Advances in semi-distributed watershed modelling. *Geophysical Research Abstract*, 5(14435).

- Hornbeck, J.W., C.W. Martin, and C. Eagar (1997). Summary of water yield experiments at Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire. *Canadian Journal of Forest Research*, 27: 2043-2052.
- Jothityangkoon C., Sivapalan M. (2001). Temporal scales of rainfall-runoff processes and spatial scaling of flood peaks: space-time connection through catchment water-balance. *Advances in Water Resources* 24(2001): 1015-1036.
- Kite, G.W. and Kouwen, N. (1992). Watershed modeling using land classifications. *Water Resources Research*, 28(12): 3193-3200.
- Le Bouar E., Testud J et Keenan T.D. (2000). Validation of the rain profiling algorithm ZPHI to a C-band polarimetric weather radar. *Phys.Chem.Earth(B)*, 25(10-12):.855-859.
- Loumagne, C., C. Michel, et al. (1999). D'une approche globale vers une approche semi-distribuée en modélisation pluie-débit. *La Houille Blanche*(6): 81-88.
- Koren, V. (1993). The potential for improving lumped parameter models using remotely sensed data. 13th Conference on Weather Analysis and Forecasting, Vienna., 1993.
- Krysanova, V., Bronstert, A. and Müller-Wohlfeil, D.-I. (1999). Modelling river discharge for large drainage basins : from lumped to distributed approach. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 44(2): 313-331.
- Makhlouf Z, Michel C (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* 162: 199-318.
- Mandelbrot, B. (1995), *Les objets factals*, ed. C. Flammarion.: 212 p.
- McGuinness, J.L. and L. Harrold (1971). Reforestation influences on small watershed streamflow. *Water Resources Research*, 7(4): 845-852.
- Merz et Plate, (1997). An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. *Water Resources Research*, 33(12): 2909-2922.
- Michaud, J. Sorooshian, S. (1994) Comparison of simple versus complex distributed models on a mid-sized semiarid watershed. *Water Resources Research*, 30(3): 593-605.
- Moore, R.J. (1985). The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences Journal*, 30: 273-297.
- Morvan, X. (2000). Comparaison de deux approches de modélisation hydrologique : l'une globale, l'autre distribuée, en s'appuyant sur les données du bassin du Rhône. Mémoire de DEA, Université Pierre et Marie Curie (Paris) / Cemagref (Antony), 56 p.
- Mouelhi, S. (2003). Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Rapport de thèse, Cemagref, 558 p.
- Moussa, R. and C. Bocquillon (1993). Morphologie fractale du réseau hydrographique. *Hydrological Sciences Journal*, 38(3): 187-201.
- Moussa, R. and C. Bocquillon (1996). Fractal analyses of tree-like channel networks from digital elevation model data. *Journal of Hydrology*, 187(1-2): 157-172.
- Moussa, R. (2003). On morphometric properties of basins, scale effects and hydrological response. *Hydrological Processes*, 17: 33-58.
- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
- Nédélec, Y. (1999). *Activités rurales et inondations. Connaissances et bonnes pratiques*. Cemagref Editions, 1999.
- Oddos A. (2002). Intérêt d'une approche semi-distribuée par rapport à une approche globale en modélisation pluie-débit. DEA ULP Strasbourg, rapport Cemagref, 97 p.

- Pauwels, V. R. N., R. Hoeben, et al. (2001). The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation. *Journal of Hydrology*, 251(1-2): 88-102.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, 193: 120-145.
- Perrin, C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Université Joseph Fourier, Grenoble. 518 p.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.
- Quesney, A., C. François, C. Ottlé, S. LeHégarat, C. Loumagne and Normand, M., (2000b). Sequential assimilation of SAR/ERS data in a surface hydric model coupled to a global hydrological model with an extended Kalman filter, *Remote Sensing and Hydrology 2000 Symposium*, Santa Fe, New Mexico, USA.
- Quesney, A., S. Le Hégarat-Masclé, O. Taconet, D. Vidal-Madjar, J.P. Wigneron, C. Loumagne and Normand, M. (2000a). Estimation of Watershed Soil Moisture Index from ERS/SAR Data. *Remote Sens. Environ.*, 72: 290–303.
- Refsgaard, J.C., Knudsen, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, 32(7): 2189-2202.
- Robinson JS, Sivapalan M. (1995). Catchment scale runoff generation model by aggregation and similarity analyses. *Hydrological processes*, 9 : 555-574
- Rodhe, A. and J. Seibert (1999). Wetland occurrence in relation to topography: a test of topographic indices as moisture indicators. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99: 325-340.
- Scott, D.F. and W. Lesch (1997). Streamflow responses to afforestation with *Eucalyptus grandis* and *Pinus patula* and to felling in the Mokobulaan experimental catchments, South Africa. *Journal of Hydrology*, 199: 360-377.
- Sefton, C.E.M. and S.M. Howarth (1998). Relationships between dynamic response characteristics and physical descriptors of catchments in England and Wales. *Journal of Hydrology*, 211(1-4): 1-16.
- Tucker, G.E., et al. (2001). Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology*, 36(3-4): 187-202.
- Wolock, D.M. and C.V. Price(1994). Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research*, 30(11): 3041-3052.
- Wood, E., Lettenmayer, D., Liang, X., Nijssen, B., and Wetzel, X..(1997). Hydrological modelling of continental scale basins. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 25: 279-300.
- Zavoianu, I. (1985). Morphometry of drainage basin. *Developments in water science*, 20: 238p.

ANNEXES

Annexe 1: Liste des 307 bassins versants	74
Annexe 2: Liste des indices morphologiques.....	78
Annexe 3: Valeurs statistiques des indices morphologiques	80
Annexe 4: La géométrie fractale de mandelbrot	81
Annexe 5: Démonstration des formules des indices fractals α , β et β'	83
Annexe 6: Principe de fonctionnement du modèle GR4J	86
Annexe 7: Matrices de corrélations.....	89
Annexe 8: Histogrammes des écarts relatifs (NOR1) moyens en fonction des hétérogénéités	93

ANNEXE 1: LISTE DES 307 BASSINS VERSANTS

N°	Bassin	Cours d'eau	Code station	Nom station	Surface (km ²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)
1	Rhin-Meuse	Doller	A1202020	Sewen Lerchenmatt (aval)	8,9	636	2299	1619
2	Rhin-Meuse	Wagenstahlbach	A1204410	Sewen Lerchenmatt	3,3	636	2220	1406
3	Rhin-Meuse	Bourbach	A1226910	Bourbach-le-Bas	13,0	636	1223	759
4	Rhin-Meuse	Murbach	A1515810	Buhl	7,6	718	1347	582
5	Rhin-Meuse	Bruche	A2702010	Saint Blaise	39,0	703	1531	842
6	Rhin-Meuse	Chergoutte	A2713710	Belmont	3,3	703	1203	926
7	Rhin-Meuse	Moselle	A4020610	Fresse-sur-Moselle	69,0	703	1858	1417
8	Rhin-Meuse	Moselotte	A4152010	Zainvilliers	183,0	703	1617	1294
9	Rhin-Meuse	Cleurie	A4173010	Cleurie	66,0	703	1465	1003
10	Rhin-Meuse	Moselle	A4200630	Noir Gueux	621,0	669	1601	1112
11	Rhin-Meuse	Moselle	A4250640	Epinal	1219,0	703	1447	963
12	Rhin-Meuse	Vologne	A4362010	Jarmenil	369,0	703	1294	722
13	Rhin-Meuse	Durbion	A4442010	Vaxoncourt	144,0	643	952	338
14	Rhin-Meuse	Avière	A4632010	Frizon-Basse	104,0	636	904	336
15	Rhin-Meuse	Madon	A5251010	Mirecourt	383,0	651	939	416
16	Rhin-Meuse	Brenon	A5422010	Autrey-sur-Madon	142,0	651	754	244
17	Rhin-Meuse	Moselle	A5730610	Toul	3340,0	663	1145	551
18	Rhin-Meuse	Terrouin	A5842010	Villey-Saint-Etienne	169,0	651	613	104
19	Rhin-Meuse	Meurthe	A6271010	Damelevières	2288,0	669	1023	399
20	Rhin-Meuse	Veizouze	A6561110	Lunéville	559,0	703	787	289
21	Rhin-Meuse	Mortagne	A6621210	Sainte-Hélène	98,0	703	864	423
22	Rhin-Meuse	Meurthe	A6941010	Malzeville	2914,0	677	1023	356
23	Rhin-Meuse	Moselle	A7010610	Custines	6830,0	663	1062	501
24	Rhin-Meuse	Seille	A7581010	Vic-sur-Seille	371,0	677	634	140
25	Rhin-Meuse	Seille	A7821010	Nomeny	923,0	677	714	195
26	Rhin-Meuse	Moselle	A7930610	Hauconcourt	9387,0	663	934	376
27	Rhin-Meuse	Canner	A8712010	Bettelainville	30,0	654	751	234
28	Rhin-Meuse	Ru de Montenach	A8853010	Sierck-les-Bains	47,0	654	862	295
29	Rhin-Meuse	Sarre Blanche	A9001050	Laneuveville	64,0	703	949	629
30	Rhin-Meuse	Sarre Rouge	A9013050	Vasperviller	90,0	703	1131	543
31	Rhin-Meuse	Sarre	A9021050	Hermelange	193,0	703	1083	363
32	Artois-Picardie	Soire	D0206010	Ferrière-la-Grande	115,0	670	898	394
33	Artois-Picardie	Aa	E4035710	Wizernes	392,0	649	969	402
34	Artois-Picardie	Yser	E4905710	Engelshof	236,0	657	731	217
35	Seine-Normandie	Seine	H0100020	Plaines Saint Langes	704,0	695	905	509
36	Seine-Normandie	Laignes	H0203010	Chaumes-les-Baigneux	87,3	674	1011	145
37	Seine-Normandie	Laignes	H0203020	Molesmes	614,0	705	843	179
38	Seine-Normandie	Seine	H0210010	Polisy	1450,0	695	860	328
39	Seine-Normandie	Ource	H0321030	Autricourt	548,0	705	888	396
40	Seine-Normandie	Ource	H0321040	Celle sur Ource	730,0	705	904	397
41	Seine-Normandie	Seine	H0400010	Bar sur Seine	2340,0	695	904	362
42	Seine-Normandie	Aube	H1051020	Outre-Aube	657,0	674	950	381
43	Seine-Normandie	Aujon	H1122010	Rennepont	481,0	674	956	446
44	Seine-Normandie	Aube	H1231010	Blaincourt	1640,0	674	931	395
45	Seine-Normandie	Traconne	H1932010	Moulin de l'Etang	112,0	707	725	185
46	Seine-Normandie	Serein	H2342010	Chablis	1120,0	706	915	264
47	Seine-Normandie	Yonne	H2721010	Courlon	10700,0	706	881	359
48	Seine-Normandie	Ouanne	H3102010	Toucy	160,0	746	761	190
49	Seine-Normandie	Loing	H3201010	Chalette sur Loing	2300,0	756	761	183
50	Seine-Normandie	Fusain	H3522010	Courtempierre	375,0	766	721	139
51	Seine-Normandie	Lunain	H3613010	Paley	163,0	737	695	101
52	Seine-Normandie	Lunain	H3613020	Episy	252,0	737	693	71
53	Seine-Normandie	Loing	H3621010	Episy	3900,0	750	723	161
54	Seine-Normandie	Orvanne	H3623010	Blennes	108,0	756	733	109
55	Seine-Normandie	Ru d'Ancoeur	H3923010	Blandy	181,0	703	720	93
56	Seine-Normandie	Orge	H4232040	Le Breuil	632,0	718	633	112
57	Seine-Normandie	Yvette	H4243010	Villebon	224,0	718	615	195
58	Seine-Normandie	Orge	H4252010	Morsang sur Orge	922,0	718	634	118
59	Seine-Normandie	Yerres	H4322010	Courtomer	427,0	703	720	118
60	Seine-Normandie	Yerres	H4332020	Pont Massat	889,0	703	759	198
61	Seine-Normandie	Reveillon	H4333410	La Jonchère	55,4	703	757	210
62	Seine-Normandie	Rognon	H5062010	Saucourt sur Rognon	614,0	697	1081	539
63	Seine-Normandie	Saulx	H5102010	Pancey	40,0	697	1070	517
64	Seine-Normandie	Saulx	H5102020	Couvonges	475,0	697	1052	526
65	Seine-Normandie	Ornain	H5123210	Fains-les-Sources	820,0	697	1044	435
66	Seine-Normandie	Ru de Malval	H5123210	Nançois-sur-Ornain	31,6	697	902	536
67	Seine-Normandie	Chee	H5142610	Villotte-Devant-Louppy	113,0	697	1002	481
68	Seine-Normandie	Viere	H5153010	Val de Viere	166,0	697	895	294
69	Seine-Normandie	Saulx	H5172010	Vitry-en-Perthois	2100,0	697	998	426
70	Seine-Normandie	Bruxenelle	H5173110	Brusson	136,0	697	946	275
71	Seine-Normandie	Soude	H5213310	Soudron	105,0	682	729	193
72	Seine-Normandie	Surmelin	H5302010	Saint Eugène	454,0	712	817	225
73	Seine-Normandie	Petit Morin	H5412010	Montmirail	354,0	737	773	208
74	Seine-Normandie	Petit Morin	H5412020	Jouarre	605,0	737	760	186

75	Seine-Normandie	Ourcq	H5522010	Chouy	345,0	712	692	203
76	Seine-Normandie	Thérouanne	H5613020	Gué-à-Tresmes	167,0	737	717	122
77	Seine-Normandie	Orgeval	H5723010	Theil	104,0	737	773	272
78	Seine-Normandie	Le Fossé Rognon	H5723210	Mélarchez	7,1	737	767	255
79	Seine-Normandie	Grand Morin	H5752020	Montry	1190,0	737	785	267
80	Seine-Normandie	Beuvronne	H5813010	Compans	97,6	737	766	164
81	Seine-Normandie	Ru de la Gondoire	H5833010	Deuil	19,6	703	776	201
82	Seine-Normandie	Seine	H5920010	Paris (Pont d'Austerlitz)	43800,0	730	841	251
83	Seine-Normandie	Oise	H7021010	Hirson	315,0	682	1028	580
84	Seine-Normandie	Epte	H8012010	Goumay-en-Bray	246,0	656	869	280
85	Seine-Normandie	Coiron	H9033310	Mainvilliers	45,3	717	697	26
86	Seine-Normandie	Iton	H9402010	Manthelon	414,0	689	695	76
87	Seine-Normandie	Austrerberthe	H9923010	Duclair	208,0	633	900	273
88	Seine-Normandie	Granchain	I0129910	Granchain	11,6	689	882	43
89	Seine-Normandie	Sienne	I7001010	La Guermaderie	19,2	693	1247	762
90	Seine-Normandie	Thar	I7913610	Lezeaux	72,0	734	847	476
91	Loire-Bretagne	Nancon	J0014010	Lecousse	67,0	728	862	346
92	Loire-Bretagne	Loysance	J0144010	Moulin Neuf St-Ouen-la-Rouerie	82,0	731	887	326
93	Loire-Bretagne	Leguer	J2233010	Belle-Isle-en-Terre	260,0	685	951	596
94	Loire-Bretagne	Queffleuth	J2614010	Lesquifiou-Plourin-les-Mortaix	88,0	673	1026	510
95	Loire-Bretagne	Aber Wrac'h Ouest	J3205710	Kerneguez-Le Drennec	24,0	673	1175	623
96	Loire-Bretagne	Elorn	J3403020	Communa	9,7	673	1295	907
97	Loire-Bretagne	Aulne	J3601810	Le Goasc-en-Scrignac	117,0	673	1201	611
98	Loire-Bretagne	Douffine	J3834010	Kerbiant-en-Saint-Segal	138,0	673	1235	750
99	Loire-Bretagne	Goyen	J4014010	Kermaria-en-Pont-Croix	89,0	673	1122	501
100	Loire-Bretagne	Jet	J4224010	Ergue Gaberic	108,0	706	1259	671
101	Loire-Bretagne	Moros	J4514010	Concarneau	20,0	752	1101	489
102	Loire-Bretagne	Ster-Goz	J4614010	Stang Trebalay Bannalec	70,0	752	1241	682
103	Loire-Bretagne	Aven	J4623010	Pont Aven (Bois d'Amour)	184,0	706	1231	669
104	Loire-Bretagne	Evel	J5613010	Guénin	316,0	752	805	334
105	Loire-Bretagne	Coët-Organ	J5704810	Kerdec-en-Quistinic	48,0	752	956	445
106	Loire-Bretagne	Rohan inférieur	J6407120	Menimur-en-Vannes	22,0	749	1007	453
107	Loire-Bretagne	Vilaine	J7060620	Servon-sur-Vilaine	604,0	728	797	297
108	Loire-Bretagne	Vaunoise	J7373110	Villebrioux-Saint-Gilles	61,0	728	757	210
109	Loire-Bretagne	Ecotay	K0568310	Marlhes	5,2	759	964	637
110	Loire-Bretagne	Chamasson	K0724510	La Rivière	11,2	714	767	283
111	Loire-Bretagne	Lignon de Chamazel	K0733220	Chevelières	60,5	737	927	906
112	Loire-Bretagne	Vizezy	K0763310	la Guillanch	43,3	737	939	511
113	Loire-Bretagne	Rhodon	K1004510	Perreux	32,0	714	859	262
114	Loire-Bretagne	Teysonne	K1084010	La Noaillerie	23,0	721	944	517
115	Loire-Bretagne	Ternin	K1263110	Chamboux	16,4	727	1105	645
116	Loire-Bretagne	Arroux	K1321810	Tang-sur-Arroux (Pont du Tacot)	1798,0	718	916	460
117	Loire-Bretagne	Arroux	K1341810	Rigny	2277,0	718	912	420
118	Loire-Bretagne	Bouince	K1383010	Vitry en Charollais	819,0	718	958	337
119	Loire-Bretagne	Arroux	K1391810	Le Verdier	3166,0	718	925	403
120	Loire-Bretagne	Allier	K2010810	Rogleton	48,8	828	1285	1045
121	Loire-Bretagne	Langouyrou	K2064010	Langogne	65,0	759	1054	797
122	Loire-Bretagne	Clamouze	K2134010	Chastanier	50,5	759	949	463
123	Loire-Bretagne	Grandrieu	K2163110	Grandrieu	72,5	759	887	517
124	Loire-Bretagne	Chapeauroux	K2173010	Saint-Bonnet-de-Montauroux	398,0	828	953	562
125	Loire-Bretagne	Allier	K2210810	Monistrol d'Allier	988,0	828	1052	677
126	Loire-Bretagne	Cronce	K2316210	Aubazat	130,0	759	873	388
127	Loire-Bretagne	Allier	K2330810	Vieille Brioude	2269,0	828	930	458
128	Loire-Bretagne	Lidenne	K2365510	Couteuges	46,2	740	744	202
129	Loire-Bretagne	Lagnon	K2506010	Murat	20,7	765	1433	1163
130	Loire-Bretagne	Joron	K2714010	Beauregard l'Evêque	124,0	811	765	263
131	Loire-Bretagne	Dolore	K2834010	Moulin Neuf (Mayres)	70,0	737	1022	527
132	Loire-Bretagne	Faye	K2884010	Giroux (Augerolles)	72,0	737	1045	682
133	Loire-Bretagne	Couzon	K2944010	Salet (Courpières)	74,5	737	1086	478
134	Loire-Bretagne	Dore	K2951910	Peschadoires (Pont de Dore)	1280,0	737	1096	445
135	Loire-Bretagne	Source de chez Pierre	K3206010	Ceyssat	10,3	765	807	842
136	Loire-Bretagne	Sioule	K3292020	St-Priest-des-Champs (Fades-Besserve)	1300,0	721	819	497
137	Loire-Bretagne	Bouble	K3373010	Chareil-Cintrat	555,0	721	746	192
138	Loire-Bretagne	Boulblon Lagees	K3374710	Fourilles	71,4	721	750	95
139	Loire-Bretagne	Sioule	K3382010	St-Pourçain-sur-Sioule	2458,0	721	820	384
140	Loire-Bretagne	Ramberge	K4856020	Pocé-sur-Cisse	62,8	782	711	137
141	Loire-Bretagne	Vienne	L0010610	Servières	60,9	748	1394	980
142	Loire-Bretagne	Vienne	L0140610	Saint Priest	1156,0	748	1246	700
143	Loire-Bretagne	Leyrenne	L0244510	Murat	61,6	719	1074	489
144	Loire-Bretagne	Taurion	L0321510	Saint Priest	1030,0	748	1113	618
145	Loire-Bretagne	Vienne	L0400610	Peyrelevade	2296,0	748	1179	661
146	Loire-Bretagne	Aurence	L0614010	Moulin Pinard	35,1	719	1029	508
147	Loire-Bretagne	Lande	L0615810	Couzeix	1,0	719	1041	115
148	Loire-Bretagne	Graulade	L5014110	Vilatte	18,5	719	1001	452
149	Loire-Bretagne	Couze	L5114010	Le Mazeaud	20,0	719	1084	709
150	Loire-Bretagne	Viette	L8114010	Pont de la Borde	33,0	717	957	405
151	Loire-Bretagne	Couasnon	L9203010	Pontigne	36,7	749	672	178
152	Loire-Bretagne	Taray	L9214510	Gruteau	27,7	749	619	106
153	Loire-Bretagne	Vallée de la Malome	M1024810	Bouville	122,0	717	661	30

154	Loire-Bretagne	Couetron	M1214010	Glatigny	85,0	715	741	217
155	Loire-Bretagne	Grand Lay	N3001610	St Prouant Monsireigne	131,0	864	822	330
156	Adour-Garonne	Ruisseau des Gourds	O1576910	Limbrassac	5,8	900	818	247
157	Adour-Garonne	Leze	O1814040	Artigat	98,0	724	852	333
158	Adour-Garonne	Girou	O2304020	Scopont	107,6	974	764	198
159	Adour-Garonne	Gimone	O2703330	Boulogne-Lunax	40,5	818	951	550
160	Adour-Garonne	Lauze	O2725010	Faget-Abbatial	36,3	818	816	224
161	Adour-Garonne	Pest	O2825010	Cologne	19,7	818	683	136
162	Adour-Garonne	Marres	O2886210	Cordes-Tolosannes	1,3	818	711	134
163	Adour-Garonne	Goudech	O3006710	la Cépède	10,0	828	1795	1806
164	Adour-Garonne	Tarn	O3011010	Fontchalettes	67,0	828	1790	1690
165	Adour-Garonne	Rieumalet	O3015520	Pont de Montvert	20,0	828	1510	1500
166	Adour-Garonne	Mirals	O3026210	Rhunes	11,7	828	1290	940
167	Adour-Garonne	Briançon	O3035210	Cocures 2	25,0	828	1030	775
168	Adour-Garonne	Breze	O3165010	Meyrueis	36,1	828	1431	882
169	Adour-Garonne	Dourbie	O3314010	Mazet	42,9	828	1664	1681
170	Adour-Garonne	Sorgues	O3584610	Saint Afrique	332,0	898	1262	826
171	Adour-Garonne	Dourdou	O3594010	Bedos	658,0	898	995	636
172	Adour-Garonne	Agout	O4102510	Fraisse	48,0	884	1400	1006
173	Adour-Garonne	Dadou	O4704030	Saint Jean de Jeanne	72,0	884	1262	702
174	Adour-Garonne	Vioulou	O5344010	Trebon-bas	57,0	837	1028	507
175	Adour-Garonne	Lambronne	O6475910	Lamontjoie	6,8	765	760	154
176	Adour-Garonne	Esclanclide	O7015810	Salces	31,0	828	907	557
177	Adour-Garonne	Lot	O7021530	Mende	250,0	828	975	576
178	Adour-Garonne	Bramont	O7035010	Les Fonts	116,0	828	1026	499
179	Adour-Garonne	Lot	O7041510	Bramonas	465,0	828	1034	574
180	Adour-Garonne	Colagne	O7054010	Ganivet	89,0	828	947	644
181	Adour-Garonne	Colagne	O7094010	Le Monastier	456,0	828	938	424
182	Adour-Garonne	Lot	O7101510	La Mothe	1164,0	828	989	457
183	Adour-Garonne	Boralde de Saint Chély	O7145220	Castelnau de Mandouilles	53,0	828	1120	934
184	Adour-Garonne	Boralde de Bonneval	O7155010	Bonneval	100,0	828	1182	916
185	Adour-Garonne	Caussane	O7175010	Cabrespine	41,0	828	1293	733
186	Adour-Garonne	Lot	O7191510	Enraygues	2180,0	768	1062	489
187	Adour-Garonne	Truyère	O7202510	Serverette	72,0	828	971	1114
188	Adour-Garonne	Limagnole	O7265010	Saint Alban	76,0	759	922	461
189	Adour-Garonne	Bes	O7404010	Marchastel	30,5	759	1084	686
190	Adour-Garonne	Ondes	O7625210	Les Ondes	37,0	768	1286	800
191	Adour-Garonne	Truyère	O7692510	Enraygues	3280,0	768	1049	610
192	Adour-Garonne	Lot	O7701510	Enraygues	5460,0	768	1043	608
193	Adour-Garonne	Cadanne	O9196210	Pondaurat	9,7	785	782	124
194	Adour-Garonne	Dordogne	P0010010	Saint-Sauves	87,0	719	1339	1396
195	Adour-Garonne	Burande	P0115010	la Tour d'Auvergne	20,4	765	1530	1505
196	Adour-Garonne	Burande	P0115020	Singles	80,0	719	1530	1159
197	Adour-Garonne	Rhue	P0212510	Eglise neuve d'Entraigues	39,0	769	1476	1285
198	Adour-Garonne	Sumène	P0804010	Cheyranges	53,0	719	1289	935
199	Adour-Garonne	Sumène	P0874020	Pont de Vendes 1	284,0	719	1329	483
200	Adour-Garonne	Mars	P0885010	Pont de Vendes 2	117,0	719	1704	1091
201	Adour-Garonne	Sumène	P0894010	Pont de Vendes	401,0	719	1472	652
202	Adour-Garonne	Triouzoune	P0924010	Saint Angel	79,0	769	1242	773
203	Adour-Garonne	Luzeze	P1114010	Pont de Maussac	82,3	769	1324	769
204	Adour-Garonne	Cère	P1712910	Comblat le Pont	88,0	748	1742	1623
205	Adour-Garonne	Vézère	P3001010	Maisonnial	52,0	769	1498	904
206	Adour-Garonne	Ars	P3015410	Ars	33,0	769	1498	1031
207	Adour-Garonne	Mayne	P3245010	St Cyr	49,0	748	1037	479
208	Adour-Garonne	Corrèze	P3322510	Pont de Lanour	54,0	769	1469	1191
209	Adour-Garonne	Corrèze	P3352510	Corrèze	167,0	748	1351	1131
210	Adour-Garonne	Vimbelle	P3464010	Moulin de Bos	147,0	748	1398	799
211	Adour-Garonne	Corrèze	P3522510	Tulle	356,0	748	1375	955
212	Adour-Garonne	Montane	P3614010	Pont de Jay	42,4	748	1527	925
213	Adour-Garonne	Izaute	O2094310	Montlezun	111,0	751	919	266
214	Adour-Garonne	Grand Arriou	S2224610	Biganon	108,0	805	976	307
215	Adour-Garonne	Bouron	S2235610	Moulin du Moine	36,0	805	951	248
216	Adour-Garonne	Magescq	S4214010	Magescq	60,0	753	1300	579
217	Rhône-Méditerranée-Corse	Ru des Thuilleries	U0005810	Relanges	17,8	675	1000	402
218	Rhône-Méditerranée-Corse	Ru des Aîles	U0025410	Bleurville	8,6	675	992	478
219	Rhône-Méditerranée-Corse	Ognon	U1004010	Fourquenons	73,5	636	1757	1639
220	Rhône-Méditerranée-Corse	Rahin	U1025010	Plancher Bas	33,0	636	1951	1970
221	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2022010	Pontarlier	350,0	671	1546	729
222	Rhône-Méditerranée-Corse	Drueon	U2035020	Vuillevin	191,0	671	1559	579
223	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2142010	Courclavon	1240,0	671	1462	879
224	Rhône-Méditerranée-Corse	Dessoubre	U2215020	Saint Hippolyte	560,0	671	1328	804
225	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2222010	Mathay	2200,0	671	1489	805
226	Rhône-Méditerranée-Corse	Saint Nicolas	U2305210	Rougement-le-Chateau	9,0	636	1524	1127
227	Rhône-Méditerranée-Corse	Savoireuse	U2345030	Belfort	141,0	636	1402	1028
228	Rhône-Méditerranée-Corse	Rosemontoise	U2345820	Chaux	25,4	636	1628	1279
229	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2402010	Voujeaucourt	3420,0	671	1412	727
230	Rhône-Méditerranée-Corse	Grosne	U3205210	Les Chambosses	31,0	761	913	529
231	Rhône-Méditerranée-Corse	Ardières	U4505010	Beaujeu	55,0	745	1276	596
232	Rhône-Méditerranée-Corse	Vauxonne	U4515420	St-Etienne des Oullières (Buyon)	49,3	714	905	329

233	Rhône-Méditerranée-Corse	Valserine	V1015030	Chezery	119,0	722	1832	1241
234	Rhône-Méditerranée-Corse	Valserine	V1015040	Moulin de Métal	395,0	722	1562	1307
235	Rhône-Méditerranée-Corse	Semine	V1015810	Coz	183,0	722	1305	1546
236	Rhône-Méditerranée-Corse	Furans	V1454310	Pont du Martinet	50,8	729	1385	1070
237	Rhône-Méditerranée-Corse	Ainan	V1525410	Saint Geoire en Valdaine	41,0	737	1197	828
238	Rhône-Méditerranée-Corse	Yzeron	V3015010	Craponne	48,0	837	823	240
239	Rhône-Méditerranée-Corse	Dorlay	V3115010	La Terrasse-sur-Dorlay	17,0	759	890	641
240	Rhône-Méditerranée-Corse	Valencize	V3315010	Chavanay	36,0	837	822	318
241	Rhône-Méditerranée-Corse	Ruisseau des Préaux	V3515610	Bourg-Argental	22,1	798	949	594
242	Rhône-Méditerranée-Corse	Embroye	V4025010	Toulaud	7,4	978	990	520
243	Rhône-Méditerranée-Corse	Glueyre	V4145210	Tisoneche	71,0	939	1279	926
244	Rhône-Méditerranée-Corse	Ceze	V5404020	Echelette	79,7	898	1621	1005
245	Rhône-Méditerranée-Corse	Homol	V5406010	Echelette	34,4	898	1708	1113
246	Rhône-Méditerranée-Corse	Homol	V5406020	Davaladou	31,2	950	1263	1152
247	Rhône-Méditerranée-Corse	Gagnière	V5425210	Banne-le-Ponteil	55,3	939	1414	961
248	Rhône-Méditerranée-Corse	Bregoux	V6155610	Aubignan	39,0	1024	684	125
249	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Saint Martin	V7104010	Roquette	31,0	898	1378	579
250	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Saint Germain	V7105210	Ia Bastide	31,0	898	1452	711
251	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Sainte Croix	V7115010	Gabriac (Pont Ravagers)	33,0	898	1258	665
252	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Mialet	V7124010	Roucan	239,0	1039	1605	1152
253	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon Saint Jean	V7135020	Soucis	263,0	1039	1864	645
254	Rhône-Méditerranée-Corse	Couègne	V7136610	Cognac	1,4	1020	1499	1135
255	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon d'Anduze	V7144010	Anduze	546,0	1039	1726	944
256	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon d'Alès	V7155020	Ia Farelle	30,0	898	1650	1080
257	Rhône-Méditerranée-Corse	Riou	X1045820	Saint Genis (milieu)	15,6	906	920	214
258	Rhône-Méditerranée-Corse	Baillaury	Y0105210	Banyuls	18,1	1249	691	323
259	Rhône-Méditerranée-Corse	Massane	Y0115410	Mas d'en Torrent	16,5	1249	753	513
260	Rhône-Méditerranée-Corse	Mondory	Y0245210	Amélie-les-Bains	32,3	986	875	415
261	Rhône-Méditerranée-Corse	Tet	Y0444010	Marquixanes	834,0	1249	695	313
262	Rhône-Méditerranée-Corse	Boules	Y0466010	Casefabre	59,5	1249	679	231
263	Rhône-Méditerranée-Corse	Tet (partielle)	Y0474030	Perpignan	1300,0	1249	679	230
264	Rhône-Méditerranée-Corse	Matassa	Y0626410	Albas	41,4	1077	662	147
265	Rhône-Méditerranée-Corse	Dure	Y1355410	Martys	12,8	974	1491	1004
266	Rhône-Méditerranée-Corse	Ognon	Y1445010	Pépieux	47,1	1077	928	123
267	Rhône-Méditerranée-Corse	Orbieu	Y1514010	Montjoi le Moulin	75,8	1163	974	347
268	Rhône-Méditerranée-Corse	Cesse	Y1605020	Ferrals-les-Montagnes	6,0	974	1455	2043
269	Rhône-Méditerranée-Corse	Cesse	Y1605030	Cantinergues	47,0	974	1463	868
270	Rhône-Méditerranée-Corse	Herauld	Y2002010	Valleraugue	46,0	898	1898	1741
271	Rhône-Méditerranée-Corse	Salagou	Y2235010	Mas Audran	78,0	1077	1065	430
272	Rhône-Méditerranée-Corse	Malière	Y4616220	Gour de l'Astre	12,0	1225	939	560
273	Rhône-Méditerranée-Corse	Caramy	Y5105010	Vins sur Caramy	215,0	1225	967	434
274	Rhône-Méditerranée-Corse	Verne	Y5436210	Les Cabris	38,0	1084	939	323
275	Rhône-Méditerranée-Corse	Golo	Y7002020	Albertacce	92,6	1025	1017	1151
276	Rhône-Méditerranée-Corse	Erco	Y7006010	Cuccia	23,0	1025	867	1112
277	Rhône-Méditerranée-Corse	Asco	Y7114010	Ponte Leccia	366,0	1025	773	488
278	Rhône-Méditerranée-Corse	Golo	Y7212010	Volpajola	930,0	1025	871	517
279	Rhône-Méditerranée-Corse	Bevinco	Y7315010	Lancone	53,6	1025	692	420
280	Rhône-Méditerranée-Corse	Luri	Y7415210	Campo	19,0	1025	663	352
281	Rhône-Méditerranée-Corse	Acqua Tignese	Y7416010	Ersa station AEP	4,9	1025	568	210
282	Rhône-Méditerranée-Corse	Aliso	Y7505010	Malpergo	68,6	1025	617	301
283	Rhône-Méditerranée-Corse	Regino	Y7615010	Regino amont	44,7	1025	683	307
284	Rhône-Méditerranée-Corse	Figarella	Y7715010	Bonifato	33,8	1025	613	937
285	Rhône-Méditerranée-Corse	Fango	Y7804010	Galeria	129,0	1008	810	553
286	Rhône-Méditerranée-Corse	Sagone	Y8005210	Pont de Ficaghicola	56,0	990	1226	319
287	Rhône-Méditerranée-Corse	Liamone	Y8124010	Pont de Truggia	325,0	990	1210	774
288	Rhône-Méditerranée-Corse	Botoracci	Y8505010	Pont de Gradello	3,7	990	673	256
289	Rhône-Méditerranée-Corse	Taravo	Y8614010	Bains de Guitera	157,0	990	1070	1062
290	Rhône-Méditerranée-Corse	Taravo	Y8624010	Pont d'Abra	335,0	990	1077	531
291	Rhône-Méditerranée-Corse	Rizzanese	Y8814010	Pont de Zoza	130,0	990	879	712
292	Rhône-Méditerranée-Corse	Ortolo	Y8905010	Moulin de Curgia	70,3	990	738	338
293	Rhône-Méditerranée-Corse	Tavignano	Y9012010	Corte Gouffre	164,0	1008	1087	1118
294	Rhône-Méditerranée-Corse	Vecchio	Y9025010	Pont de Noceta	154,4	1008	1041	818
295	Rhône-Méditerranée-Corse	Tavignano	Y9102010	Antisanti (II)	566,0	1008	1056	894
296	Rhône-Méditerranée-Corse	Tavignano	Y9102020	Pont d'Altiani	489,0	1008	1140	718
297	Rhône-Méditerranée-Corse	Alesani	Y9205010	Pietra di Verde	44,2	1025	1155	795
298	Rhône-Méditerranée-Corse	Bravone	Y9215010	Pont de Bravone	66,7	1025	830	403
299	Rhône-Méditerranée-Corse	Bravone	Y9215020	Prise de Granagiu	65,8	1025	904	207
300	Rhône-Méditerranée-Corse	Fium' Alto	Y9315010	Acitaja	114,0	1025	883	317
301	Rhône-Méditerranée-Corse	Fium Orbo	Y9414010	Ghisoni	114,0	1008	921	807
302	Rhône-Méditerranée-Corse	Solenzara	Y9605220	Tafonato	97,0	990	854	603
303	Rhône-Méditerranée-Corse	Solenzara	Y9605230	Canniciu	99,7	990	877	604
304	Rhône-Méditerranée-Corse	Cavo	Y9705210	Sainte Lucie	57,5	990	833	765
305	Rhône-Méditerranée-Corse	Cavo	Y9705220	Tagliu Rossu	48,9	990	781	679
306	Rhône-Méditerranée-Corse	Stabiaccio	Y9805010	Moulin de Lastreto	24,2	990	687	462
307	Rhône-Méditerranée-Corse	Petroso	Y9806210	Pont de Bala	53,3	990	768	436

ANNEXE 2: LISTE DES INDICES MORPHOLOGIQUES

Indice	Expression	Signification	Remarques	Référence
Saturabilité				
Indice Topographique (TI : 'Topographic Index')	Log(A/P), avec A aire contributive locale et P pente locale	Indice de 'saturabilité' du sol	Indice local (en chaque pixel)	Inspiré de Beven, 1979
Pente, écoulement				
Indice global de pente du bassin (IPB)	$(H_{5\%}-H_{95\%})/L_{max}$, avec $H_i\%$ correspondant à l'altitude au-dessus de laquelle on trouve $i\%$ de la surface du bassin	La vitesse des écoulements de surface générés par la pluie ou la neige est déterminée, entre autre, par la pente de la surface du bassin		Drogue et al., 2002
Indice de pente du réseau hydrographique (IPH)	$\frac{\sum F}{\sum L}$, avec F et L respectivement dénivelée et longueur de chaque segment du cours d'eau	La pente d'un cours d'eau contrôle directement l'énergie potentielle et cinétique des écoulements et donc l'intensité du débit		Zavoianu, 1985
Arborescence du réseau hydrographique				
Ordre de Strahler (W)	On prendra l'ordre de Strahler maximal du réseau, correspondant en fait à l'ordre de Strahler du cours d'eau à l'exutoire	L'ordre de Strahler maximal renseigne sur la quantité de confluences et donc sur le degré d'expansion du réseau	Dépend de l'échelle d'observation	Strahler, 1952
Coefficient de bifurcation (α)	C'est le coefficient de la régression $N=K*(S/S_0)^{-\alpha}$, avec N nombre de sources, S aire seuil d'observation et S_0 aire du bassin versant	Représentatif du degré d'éclatement du réseau hydrographique. Pour une échelle S/S_0 donnée, quand α augmente, N (nombre de sources) augmente	Indépendant de l'échelle d'observation	Moussa et al., 1996
Densité de drainage (Dd) [km-1]	L_{tot}/S_0 L _{tot} est la longueur totale du réseau hydrographique	Propriété du terrain naturel qui reflète le climat, le relief, la géologie...	Dépend de l'échelle d'observation	Neumann, 1900; Morariu et al., 1962 ; Tucker et al., 2001
Forme du bassin et du réseau hydrographique				
Intégrale hypsométrique (HI : 'Hypsometric Integral')	HI est l'aire sous la courbe hypsométrique	Indice de répartition topographique de tout le bassin. Egalement lié à l'état d'avancement géomorphologique et paléogéographique dans l'évolution du bassin (HI faible pour un état de maturité avancé, HI élevé pour un relief jeune)	Indépendant de la surface et de l'altitude car les axes des courbes hypsométriques sont adimensionnels	Zavoianu, 1985

Facteur de forme (SF : 'Shape Factor') [-]	$\frac{\sqrt{So}}{D}$ avec D ('Diameter') plus grande distance entre 2 points du bassin versant	Deux formes géométriques similaires, indépendamment de leur taille, auront le même SF.	Adimensionnel	Proposé par River Tools 2.4 cf Form factor Rf = So/D ² , Horton, 1941
Coefficient de forme (β)	$b = \frac{L_{tot}}{[(S/So)^{1/2-a} - 1] * \sqrt{So}}$, avec Ltot longueur totale du réseau hydrographique, α coefficient de bifurcation, S aire seuil d'observation et So aire du bassin versant	Renseigne sur la forme du réseau hydrographique : pour S/So donné, quand β augmente, Ltot augmente également.	Indépendant de l'échelle d'observation	Moussa et al., 1996
Coefficient d'allongement (β')	$b' = \frac{L_{max}}{\sqrt{So}} * \frac{1}{(2a-1)(1-\sqrt{\frac{S}{So}})}$ avec Lmax longueur maximale du cours d'eau, de la source à l'exutoire	Caractérise l'allongement du réseau hydrographique	Indépendant de l'échelle d'observation	Moussa et al., 1996
Réponse hydrologique du bassin				
Distance de pic de crue (Dpc) [km]	Abscisse du point le plus haut sur la courbe aire-distance (explication paragraphe suivant)	Correspond à la distance à laquelle on trouve le plus de pixels en longeant le réseau de drainage. Si toutes les gouttes se déplacent à la même vitesse dans le réseau hydrographique, ce sont celles qui tomberont à une distance Dpc de l'exutoire qui participeront au pic de crue.	* Il faut tenir compte de la pente pour avoir une idée du temps de réponse. * On définit également Dpc/Lmax pour avoir un indice sans dimension	
Distance moyenne de crue (Dmc) [km]	Abscisse du barycentre de la surface sous la courbe aire-distance	Caractérise la distance moyenne parcourue par les gouttes d'une pluie homogène sur le BV	On définit de même Dmc/Lmax	
Aire contributive du pic de crue (Acp) [km ²]	C'est l'aire correspondante à Dpc sur la courbe aire-distance	Représente le nombre de pixels (converti en aire) situés à la distance Dpc (en suivant les chemins d'écoulement) de l'exutoire	On définit Acp/So pour avoir un indice sans dimension	
Indice de réponse IR [km]	Dmc/\sqrt{IPB} avec IPB indice de pente du bassin	IR grand correspond à une réponse lente, IR petit à une réponse plus rapide.	Pour avoir un indice sans dimension on définit IRo=IR/Lmax	

ANNEXE 3: VALEURS STATISTIQUES DES INDICES MORPHOLOGIQUES

□ Saturabilité :

	TI 25%	TI moy	TI 75%
Moyenne	-3.70	-2.30	-1.38
Médiane	-3.65	-2.16	-1.25
Minimum	-6.25	-3.62	-2.95
Maximum	-2.05	-1.00	0.05
Ecart-type	0.77	0.56	0.70

□ Pente :

	IPB (%)	IPH (%)
Moyenne	2.90	14.94
Médiane	1.52	10.53
Minimum	0.12	0.45
Maximum	15.87	57.96
Ecart-type	3.06	11.95

□ Arborescence :

	W	a	Dd
Moyenne	6.63	1.06	9.26
Médiane	6.00	1.05	9.24
Minimum	3.00	0.94	7.73
Maximum	10.00	1.31	10.77
Ecart-type	1.20	0.04	0.54

□ Forme :

	HI	SF	b	b'
Moyenne	0.43	0.58	0.54	2.11
Médiane	0.42	0.58	0.53	2.04
Minimum	0.14	0.30	0.13	1.19
Maximum	0.75	0.78	1.33	4.36
Ecart-type	0.11	0.09	0.15	0.47

□ Réponse hydrologique :

	Dpc	Dmc	Acp	IR	IRo
Moyenne	22.2	19.7	1.1	26.1	0.5
Médiane	11.9	10.8	0.7	8.5	0.4
Minimum	0.3	0.5	0.0	0.2	0.1
Maximum	283.6	199.7	14.5	586.8	1.7
Ecart-type	31.1	24.0	1.3	49.7	0.3

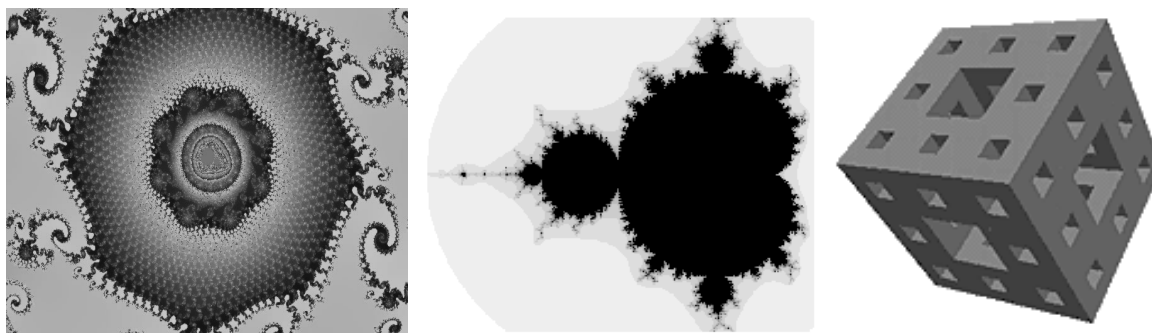
ANNEXE 4: LA GEOMETRIE FRACTALE DE MANDELBROT

Le terme « fractale » est un néologisme créé dans les années 60 par Benoît Mandelbrot, mathématicien français, à partir de l'adjectif latin « fractus », qui signifie « irrégulier » ou « brisé ». L'adjectif « fractal » se dit d'une figure géométrique ou d'un objet naturel qui combine les caractéristiques suivantes :

→ Ses parties ont la même forme ou structure que le tout, à ceci près qu'elles sont à une échelle différente et peuvent être légèrement déformées.

→ Sa forme est, soit extrêmement irrégulière, soit extrêmement interrompue ou fragmentée, quelle que soit l'échelle d'examen.

→ Il contient des « éléments distinctifs » dont les échelles sont très variées et couvrent une très large gamme.



Exemples d'objets fractals

Mandelbrot (1982) a donné naissance à la notion de fractale pour quantifier l'évolution de la forme d'une grandeur avec l'échelle d'observation. L'objectif initial est la description de formes, en particulier de formes appartenant à la nature (distribution des galaxies, cratères de la lune, géométrie de la turbulence..., et ici arborescence du réseau hydrographique) et difficilement définissables dans la géométrie classique. L'irrégularité des formes peut être caractérisée par la **dimension fractale** (qui peut être un entier, une fraction ou même un nombre irrationnel...) qui sert à quantifier le degré de complexité et de fragmentation d'un objet naturel. Une des particularités des objets fractals est **l'homothétie interne** (ou auto-similarité) : lorsque tout morceau d'une courbe est homothétique à l'ensemble, la courbe sera dite posséder une homothétie interne. Avec cette propriété, une forme garde alors le même aspect, quelle que soit l'échelle d'observation. « Le terme fractal évoque ainsi qu'une partie, observée à une échelle plus fine, est à l'image du tout » (Moussa et Bocquillon, 1993). Cette relation « grandeur / échelle d'observation » se traduit par une loi mathématique, plus ou moins complexe, dite « **d'invariance d'échelle** ».

Pour mieux appréhender ces notions qui peuvent paraître abstraites, je reprends ici quelques exemples tirés du livre de Mandelbrot (« Les objets fractals », 4^{ème} édition, 1995). Tout d'abord, il est intéressant de comprendre la subjectivité de la notion de dimension physique, qu'il considère comme une « affaire de résolution ». Mandelbrot avance alors l'exemple suivant : soit une pelote de 10 cm de diamètre, faite de fil de 1 mm de diamètre. Montrons qu'elle possède, de façon en quelque sorte latente, plusieurs dimensions effectives distinctes. Au degré de résolution de 10 m, c'est un point zéro-dimensionnel. Au degré de résolution de 10 cm, c'est une boule tridimensionnelle. Au degré de résolution de 10 mm, c'est un ensemble de fils, donc une figure unidimensionnelle. Au degré de résolution de 0.1 mm, chaque fil devient une sorte de colonne, et le tout redevient tridimensionnel. Au degré de

résolution de 0.01 mm, chaque colonne se résout en fibres filiformes, et le tout redevient unidimensionnel. A un niveau plus poussé d'analyse, la pelote se représente par un nombre fini d'atomes ponctuels, et le tout redevient zéro-dimensionnel. Et ainsi de suite : la valeur de la dimension ne cesse de sautiller ! Ce décalage est cependant compréhensible quand on sait qu'une dimension physique est une notion intuitive qui se rapporte aux relations entre figures géométriques parfaites et objets réels.

Concernant la notion d'homothétie interne, cela correspond au fait que les degrés d'irrégularité que l'on rencontre aux diverses échelles sont en gros égaux : il est frappant, en effet, que lorsqu'une baie ou une péninsule que l'on avait retenue sur une carte au 1/100 000 est réexaminée sur une carte au 1/10 000, on aperçoit sur son pourtour d'innombrables sous-baies et des sous-péninsules. Sur une carte au 1/1000 on voit aussi apparaître des sous-sous-baies et des sous-sous-péninsules, et ainsi de suite. On ne peut pas aller à l'infini, mais on peut aller fort loin, et on trouve que les cartes correspondant aux niveaux d'analyses successifs sont fort différentes dans ce qu'elles ont de spécifique, mais qu'elles ont le même caractère global, les mêmes traits génériques. En d'autres termes, on est amené à croire qu'à l'échelle près, le même mécanisme eût pu engendrer les petits aussi bien que les gros détails des côtes.

Un exemple très simple permet par ailleurs de mieux voir l'enjeu du problème d'échelle d'observation ; il suffit de tenter de répondre à cette question : combien mesure la côte de la Bretagne ? A cette question apparemment simple il n'y a malheureusement pas une seule bonne réponse, mais une infinité : tout dépend de l'échelle... Nous sommes d'accord que cette côte est relativement accidentée et que sa longueur est au moins égale à la distance en ligne droite entre les deux extrémités de la côte. Si la côte était droite, le problème serait facilement résolu. Mais une vraie côte sauvage est extrêmement sinueuse, très irrégulière, si bien que sa longueur dépend de la taille des irrégularités dont on tient compte. Une méthode pour mesurer cette côte pourrait être de promener un compas d'ouverture fixe η , chaque pas commençant là où le précédent avait fini. La valeur de η multipliée par le nombre de pas donnera une longueur approximative $L(\eta)$. Si on répète l'opération en rendant l'ouverture du compas de plus en plus petite, on trouve que ledit $L(\eta)$, prenant en compte davantage d'irrégularités, tend à augmenter sans cesse, et sans limite bien définie. **La longueur de la côte dépend donc de l'échelle d'observation h choisie.**

ANNEXE 5: DEMONSTRATION DES FORMULES DES INDICES FRACTALS α , β ET β'

(repris de : Moussa et al., 1993)

On définit les grandeurs suivantes :

- La longueur totale du réseau hydrographique $L_{tot} = f(S, S_o)$
- Le nombre de points extrémités (ou nombre de sources) $N = g(S, S_o)$
- La longueur du drain le plus long $L_{max} = h(S, S_o)$

L_{tot} , N et L_{max} sont fonction de S (surface de drainage « seuil » à partir de laquelle on considère qu'il se produit un écoulement de rivière) et de la surface totale S_o du bassin versant.

1) Hypothèses d'homogénéité et de similitude

L'analyse des fonctions f et g ne peut se faire que si elles conservent des propriétés identiques d'un point à l'autre d'un réseau. C'est la condition d'homogénéité. Le réseau est dit homogène si tous les sous-réseaux de même surface S sont caractérisés par les mêmes relations $L_{tot}(S/S_o)$ et $N(S/S_o)$, soit les mêmes fonctions f et g (Bocquillon, 1980). Pour un réseau très grand, les fonctions L_{tot} et N peuvent être considérées comme continues. La condition d'homogénéité signifie que si $(S/S_o) = (S'/S)$, le nombre d'extrémités du réseau S_o tronqué à S est le même que celui de S tronqué à S' , et les longueurs sont à l'échelle par rapport aux surfaces.

Sous certaines conditions, on pourra considérer que le réseau possède une propriété de similitude interne. A toute échelle, le problème est le même et il n'existe pas de seuil de surface modifiant la structure. En adimensionnel, les équations s'écrivent :

$$N = \mathbf{y}(S / S_o) \quad (1)$$

$$L_{tot}/(S_o)^{1/2} = \mathbf{f}(S / S_o) \quad (2)$$

$$L_{max}/(S_o)^{1/2} = \mathbf{k}(S / S_o) \quad (3)$$

2) Relation fonctionnelle entre les grandeurs N , L_{max} et L_{tot}

Il s'agit de déterminer des relations analytiques entre N , L_{max} et L_{tot} , valables quelle que soit l'échelle d'observation S/S_o .

□ Relations générales

Soient deux réseaux de drainage tronqués à S et $S-dS$ ($dS > 0$), et soit S_o la surface totale du bassin versant. La longueur cumulée du réseau tronqué à $S-dS$, soit $L_{tot}(S-dS, S_o)$, est égale à la somme des termes suivants :

→ $L_{tot}(S, S_o)$: longueur du réseau tronqué à S ($S \leq S_o$)

→ $N(S, S_o).L_{tot}(S-dS, S)$: dans l'unité S , des éléments du réseau tronqué à $S-dS$ en nombre $N(S, S_o)$

→ $dN.L_{tot}(S-dS, S)$: des éléments liés à la variation du nombre d'extrémités dN quand la surface de troncature passe de S à $S-dS$

On a donc :

$$L_{tot}(S-dS, S_o) = L_{tot}(S, S_o) + N(S, S_o).L_{tot}(S-dS, S) + dN.L_{tot}(S-dS, S) \quad (4)$$

Pour un réseau très grand et pour $S \ll S_o$ les fonctions N , L_{tot} et L_{max} peuvent être considérées comme continues. Dans le cas général, les deux fonctions $L_{tot}(S, S_o)$ et $L_{max}(S, S_o)$ sont continues alors que $N(S, S_o)$ est une fonction discrète. La définition de la différentielle dN fait appel à la théorie mathématique des « distributions ». Sous les conditions précises d'application, cette théorie permet la définition et la manipulation de la fonction

dérivée d'une fonction discrète comme dans le cas d'une fonction continue. On cherche à exprimer $N(S, S_0)$ en fonction de $L_{tot}(S, S_0)$. Pour cela, on va simplifier l'expression (4).
Or :

$$\lim_{dS \rightarrow 0} \frac{L_{tot}(S, S_0) - L_{tot}(S - dS, S_0)}{dS} = L'_{tot_S}(S, S_0) \quad (5)$$

On note par $L'_{tot_S}(S, S_0)$ la dérivée de $L_{tot}(S, S_0)$ en S . Cette dérivée n'est autre que la limite quand dS tend vers 0 de l'expression ci-dessus. Dans le cas particulier où $S=S_0$, on obtient :

$$\lim_{dS \rightarrow 0} \frac{L_{tot}(S, S) - L_{tot}(S - dS, S)}{dS} = L'_{tot_S}(S, S) \quad (6)$$

or $L_{tot}(S, S) = 0$ donc :

$$\lim_{dS \rightarrow 0} \frac{L_{tot}(S - dS, S)}{dS} = -L'_{tot_S}(S, S) \quad (7)$$

Pour $S \ll S_0$, soit pour les fortes valeurs de N et dans le cas où dN est négligeable devant N , on peut donc écrire :

$$L'_{tot_S}(S, S_0) = N(S, S_0) \cdot L'_{tot_S}(S, S) \quad (8)$$

soit :

$$N(S, S_0) = \frac{L'_{tot_S}(S, S_0)}{L'_{tot_S}(S, S)} \quad (9)$$

On obtient finalement une relation entre N et la dérivée de L_{tot} . Il s'agit ensuite d'explicitier cette relation dans le cas d'une similitude interne.

□ *Cas d'une similitude interne*

Dans ce cas, en utilisant l'équation (2), on peut écrire :

$$L_{tot}(S, S_0) = (S_0)^{1/2} \cdot f(S/S_0) \quad (10)$$

La dérivée de $L_{tot}(S, S_0)$ en fonction de S s'écrit :

$$L'_{tot_S}(S, S_0) = \frac{(S_0)^{1/2}}{S_0} f'(S/S_0), \text{ d'où : } L'_{tot_S}(S, S) = \frac{S^{1/2}}{S} f'(1) \quad (11)$$

$f'(S/S_0)$ est la fonction dérivée de $f(S/S_0)$. La valeur de f' est d'autant plus importante dans le cas où, pour une faible variation de la surface de troncature amont S , on a une forte augmentation de la longueur totale du réseau hydrographique (cas d'un bassin versant trop ramifié par exemple). $f'(1)$ représente la valeur limite de f' lorsque S tend vers S_0 .

En remplaçant dans la relation (9) on obtient :

$$N(S, S_0) = y(S/S_0) = \left(\frac{S}{S_0} \right)^{1/2} \cdot \frac{f'(S/S_0)}{f'(1)} \quad (12)$$

La connaissance de l'une des fonctions f ou y permet de déterminer l'autre. On va étudier le cas où la relation $N(S, S_0)$ admet une définition analytique exacte.

□ *Hypothèse de fractalité sur N*

Généralement, l'analyse morphométrique fractale du réseau hydrographique consiste à établir une relation entre la longueur du réseau et l'échelle d'observation. Ici, on s'intéresse à un autre aspect de la fractalité : il s'agit du degré de bifurcation du réseau hydrographique. On cherche une relation entre le nombre de sources $N(S, S_0)$ et la jauge de mesure (S/S_0) . Si on admet l'hypothèse de fractalité, la relation $N(S, S_0)$ est bien définie analytiquement (Mandelbrot, 1982). On peut écrire :

$$N(S, S_0) = y(S/S_0) = K(S/S_0)^{-\alpha} \quad (13)$$

On appellera α "coefficient de bifurcation". Pour S donné, lorsque α augmente, N augmente. α renseigne sur le degré d'éclatement de la structure arborescente. Dans le cas d'un réseau hydrographique à exutoire unique, $S = S_0$, on a $N = 1$ soit $K = 1$; $L = 0$ soit $f(1) = 0$.

La combinaison des deux relations (12) et (13) implique :

$$f(S/S_0) = \left(\frac{S}{S_0}\right)^{-a-1/2} f(1) \quad (14)$$

Cette équation s'intègre sous la forme :

$$f(S/S_0) = \frac{f(1)}{1/2-a} \left(\frac{S}{S_0}\right)^{1/2-a} - b \quad (15)$$

β étant la constante d'intégration. Comme $f(1) = 0$, on a :

$$\beta = \frac{f(1)}{1/2-a} \quad (16)$$

Donc :

$$f(S/S_0) = \frac{L_{tot}}{S_0^{1/2}} = b \left[\left(\frac{S}{S_0}\right)^{1/2-a} - 1 \right] \quad (17)$$

D'où :

$$b = L_{tot} / \left\langle \left[\left(\frac{S}{S_0}\right)^{1/2-a} - 1 \right] \cdot S_0^{1/2} \right\rangle \quad (18)$$

Si les hypothèses de départ sont vérifiées, β sera une constante. On l'appellera « coefficient de forme ». Pour S donné, lorsque β augmente, L_{tot} augmente.

Lorsque les deux hypothèses de similitude interne et de fractalité sont vérifiées, deux constantes caractérisent le réseau hydrographique indépendamment de l'échelle d'observation. Il s'agit du coefficient α et du coefficient de forme β .

□ *Relation entre L_{max} et L_{tot}*

On propose de déterminer une relation entre L_{max} et L_{tot} . Lorsque S varie de dS , L_{max} varie de dL_{max} qui n'est autre que la variation de la longueur d'un réseau à une seule extrémité :

$$dL_{max}(S, S_0) = dL_{tot}(S, S) \quad (19)$$

D'après la relation (11), on peut écrire:

$$L'_{max}(S, S_0) = L'_{tot}(S, S) = (1/S^{1/2}) \cdot f'(1) \quad (20)$$

Qui s'intègre:

$$L_{max}(S, S_0) = f'(1)(1-(S/S_0)^{1/2}) \quad (21)$$

En remplaçant $f'(1)$ par sa valeur dans l'expression (16), on obtient une deuxième relation qui permet de calculer une autre constante d'intégration β' :

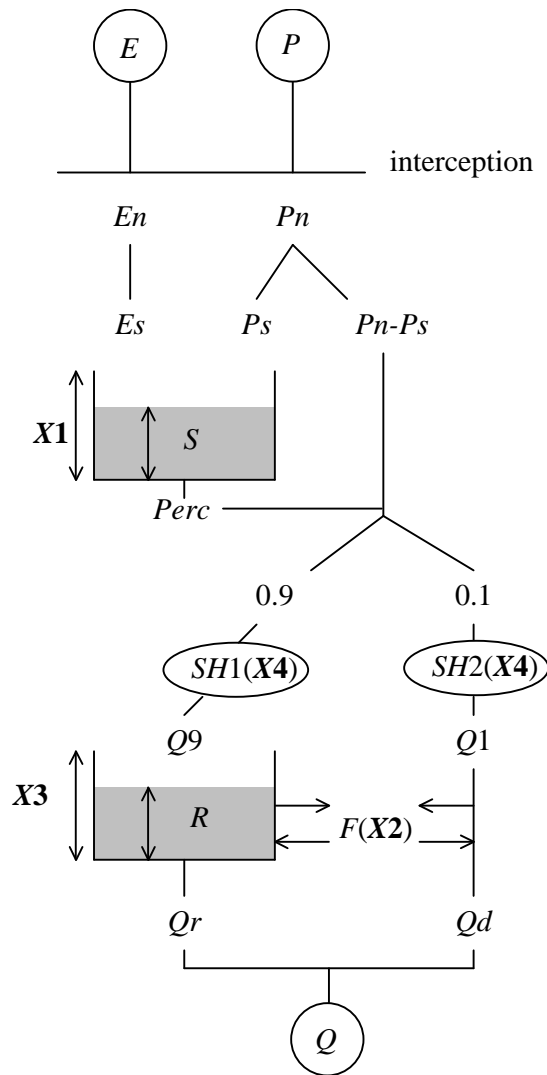
$$\beta' = \frac{L_{max}(S, S_0)}{S_0^{1/2}} \cdot \frac{1}{2a-1} \cdot \frac{1}{1-(S/S_0)^{1/2}} \quad (22)$$

De même, si toutes les conditions de départ sont remplies, l'expression de β' est une constante. On peut ainsi écrire la relation :

$$L_{max}(S, S_0)/(S_0)^{1/2} = \beta'(2\alpha-1)(1-(S/S_0)^{1/2}) \quad (23)$$

$L_{max}(S, S_0)/(S_0)^{1/2}$ représente le rapport de la longueur du plus long drain à la longueur moyenne des drains $S_0^{1/2}$. b' est un **paramètre caractéristique de la distribution des longueurs des drains : c'est un coefficient d'allongement.**

ANNEXE 6: PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT DU MODELE GR4J



• Interactions pluie-évapotranspiration :

La pluie brute P du jour j est soumise à l'évapotranspiration E du jour j. Si $P > E$ alors la pluie nette P_n est déterminée par $P_n = P - E$ et $E_n = 0$, sinon $P_n = 0$ et $E_n = E - P$

• Réservoir sol :

Ce réservoir, caractérisé par sa capacité X_1 exprimée en mm, est alimenté par une partie de la pluie. Ses sorties sont la percolation vers l'hydrogramme unitaire et l'évapotranspiration.

Si à l'entrée du modèle une quantité de pluie dP_n arrive, il entrera alors dans le réservoir sol :

$$\left[1 - \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \right] dP_n \quad (1)$$

Si $P_n > 0$, $E_n = 0$, la variation du niveau du réservoir sol est alors :

$$dS = \left[1 - \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \right] dP_n \quad (2)$$

En intégrant cette expression, on obtient P_s c'est-à-dire la quantité de pluie s'infiltrant le réservoir :

$$P_s = \frac{P_n \left(1 - \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \right)}{1 + \frac{P_n}{X_1} \left(1 + \frac{S}{X_1} \right)} \quad (3)$$

Cette situation correspond au cas où la pluie neutralise l'évapotranspiration ($P_n > 0, E_n = 0$).

Dans le cas où l'évapotranspiration neutralise la pluie, une évapotranspiration élémentaire dE_n correspond à une évapotranspiration réelle de :

$$\frac{S}{X_1} \left[2 - \left(\frac{S}{X_1} \right) \right] dE_n \quad (4)$$

ce qui correspond à une variation négative du niveau dans le réservoir sol :

$$dS = - \frac{S}{X_1} \left[2 - \left(\frac{S}{X_1} \right) \right] dE_n \quad (5)$$

Après intégration :

$$E_s = \frac{E_n \frac{S}{X_1} \left(2 - \frac{S}{X_1} \right)}{1 + \frac{E_n}{X_1} \left(2 - \frac{S}{X_1} \right)} \quad (6)$$

Si les précipitations et l'évapotranspiration sont égales, le niveau du réservoir sol ne varie pas. Cependant, quelles que soient les données précédentes, il se produit dans le réservoir une percolation qui rejoindra le terme $P_n - P_s$, le niveau du réservoir étant $S = S + P_s - E_s$:

$$perc = S - \left[S^{-4} + \left(\frac{9}{4} X_1 \right)^{-4} \right]^{-\frac{1}{4}} \quad (7)$$

Le niveau définitif du réservoir sol en fin de pas de temps est : $S = S - perc$.

• Les hydrogrammes unitaires :

L'eau est ensuite propagée par deux hydrogrammes unitaires dépendant d'un seul paramètre X_4 exprimé en jour.

→ La première partie, qui représente **90 %** de l'eau, est traitée par l'hydrogramme SH1 et est ensuite introduite dans le réservoir eau gravitaire. Q_9 est le débit sortant de SH1. Au jour j , si :

$$0 \leq j \leq X_4, SH1(j) = \left(\frac{j}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad (8)$$

$$j > X_4, SH1(j) = 1 \quad (9)$$

→ La deuxième partie, qui représente **10 %** de l'eau, est traitée par l'hydrogramme SH2. Le débit Q_1 sortant de cet hydrogramme contribue directement au débit de l'exutoire. Au jour j , k étant la partie entière de X_4 et i la partie entière de $2X_4$, si :

$$0 \leq j \leq k, SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad (10)$$

$$k < j = i, SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X4} \right)^2 \quad (11)$$

$$j > i, SH2(j) = 1. \quad (12)$$

• **Le réservoir eau gravitaire :**

Ce réservoir reçoit le débit Q_9 et est caractérisé par le paramètre X_3 , exprimé en mm, qui représente sa capacité. De plus, il existe un flux, noté F , échangé avec l'eau souterraine. F est calculé à partir du paramètre X_2 . Si X_2 est positif, F est un apport, sinon F est une sortie. Le flux F est égal à :

$$F = X_2 \left(\frac{R}{X_3} \right)^2 \quad (13)$$

Cet échange concerne non seulement R mais aussi Q_1 , qui deviennent respectivement :

$$Q_d = \max(0, Q_1 + F) \text{ et } R = \max(e, R + Q_9 + F) \quad (14)$$

Le réservoir se vidange ensuite selon son niveau avec un débit Q_r :

$$Q_r = R - (R^{-4} + X_3^{-4})^{-\frac{1}{4}} \quad (15)$$

Le niveau de ce réservoir en fin de pas de temps devient alors $R = R - Q_r$ et le débit à l'exutoire est donc $Q_{ex} = Q_r + Q_d$.

ANNEXE 7: MATRICES DE CORRELATIONS

- 1) Corrélations entre NG, NX, NX-NG, NOR, et les indicateurs d'hétérogénéité des facteurs physiques :

	NG	NX	NX-NG	NOR
NG	1.00			
NX	0.92	1.00		
NX-NG	-0.05	0.35	1.00	
NOR	-0.13	0.22	0.86	1.00
Nash min (A;B)	0.66	0.64	0.06	-0.02
Somoy	0.26	0.24	0.00	0.01
dW	-0.01	-0.02	-0.03	-0.01
dzo	-0.22	-0.20	0.02	0.04
dzmoy	-0.23	-0.25	-0.09	-0.08
dzmax	-0.31	-0.36	-0.18	-0.14
dHI	0.06	0.08	0.04	0.04
dIPB	-0.45	-0.43	-0.03	0.00
dIPH	-0.38	-0.41	-0.16	-0.13
dN	0.23	0.21	0.00	-0.01
dDd	-0.13	-0.15	-0.06	-0.07
dR	-0.46	-0.49	-0.14	-0.08
dD	0.17	0.15	-0.02	-0.03
dSF	-0.02	-0.04	-0.05	-0.03
dAlpha	-0.08	-0.07	0.01	0.01
dBéta	-0.03	-0.03	0.01	0.01
dBéta'	0.03	0.03	0.00	-0.01
dTI moy	-0.30	-0.33	-0.13	-0.11
dDpc	0.23	0.21	0.00	-0.02
dDpc/Lmax	0.08	0.08	0.00	0.00
dAcp	0.11	0.09	-0.02	-0.01
dIR	0.12	0.08	-0.07	-0.06
dIRo	-0.06	-0.10	-0.12	-0.15
d11	0.07	0.05	-0.04	-0.05
d12	0.09	0.09	0.00	-0.01
d13	0.02	0.03	0.04	0.05
d14	0.01	0.01	0.01	0.00
d1	0.08	0.07	-0.03	-0.04
d21	0.07	0.01	-0.14	-0.19
d22	-0.20	-0.22	-0.09	-0.05
d23	0.01	0.01	0.02	0.00
d24	0.02	0.01	-0.02	-0.03
d2	-0.11	-0.16	-0.14	-0.15
d311	-0.01	-0.06	-0.13	-0.13
d312	0.00	-0.01	-0.02	-0.01
d313	-0.14	-0.14	-0.03	-0.03
d31	0.00	-0.04	-0.10	-0.12
d32	-0.56	-0.53	-0.02	0.04
d33	-0.38	-0.35	0.01	0.04
d41	0.09	0.11	0.05	0.01
d51	-0.01	-0.02	-0.03	-0.01

2) Corrélations entre NG, NX, NX-NG, NOR, et les valeurs moyennes des indices physiques des bassins chimères :

	NG	NX	NX-NG	NOR1
NG	1.00			
NX	0.92	1.00		
NX-NG	-0.05	0.35	1.00	
NOR1	-0.13	0.22	0.86	1.00
So	0.26	0.24	0.00	0.01
W	0.22	0.19	-0.04	-0.06
zo	-0.05	-0.02	0.07	0.09
zmoy	-0.30	-0.27	0.03	0.07
zmax	-0.44	-0.42	-0.01	0.06
HI	0.03	0.02	-0.02	-0.05
IPB	-0.48	-0.45	0.02	0.06
IPH	-0.44	-0.43	-0.04	0.01
N	0.26	0.25	0.00	0.01
Lmax	0.28	0.26	-0.01	-0.01
Ltot	0.25	0.24	0.00	0.01
Dd	-0.20	-0.17	0.04	0.08
R	-0.48	-0.47	-0.06	0.02
D	0.28	0.26	-0.01	-0.01
SF	-0.06	-0.06	0.00	-0.03
A	0.17	0.15	-0.02	-0.02
Alpha	-0.14	-0.13	0.00	0.03
Béta	0.07	0.07	0.01	-0.02
Béta'	0.19	0.17	-0.02	-0.02
TI(25%)	0.32	0.35	0.12	0.12
TI moy	0.41	0.40	0.06	0.01
TI(75%)	0.41	0.39	0.02	-0.03
Dpc	0.26	0.24	-0.02	-0.02
Dmc	0.28	0.26	-0.02	-0.01
Dpc/Lmax	0.00	0.00	0.01	-0.01
Dmc/Lmax	0.02	0.02	0.01	0.00
Acp	0.24	0.22	-0.01	-0.02
Acm	0.25	0.23	-0.02	-0.02
Acp/So	-0.21	-0.17	0.06	0.07
IR	0.33	0.32	0.00	-0.01
IRo	0.37	0.34	-0.02	-0.08
11	0.16	0.13	-0.05	-0.06
12	0.12	0.11	-0.01	-0.02
13	0.05	0.07	0.04	0.05
14	0.02	0.02	0.01	-0.01
1	0.16	0.14	-0.03	-0.05
21	0.19	0.15	-0.08	-0.13
22	-0.20	-0.22	-0.09	-0.05
23	0.25	0.28	0.10	0.08
24	0.17	0.17	0.02	-0.02
2	0.34	0.32	-0.01	-0.07
311	0.10	0.07	-0.06	-0.04
312	0.07	0.08	0.05	0.06
313	-0.14	-0.14	-0.02	0.01
31	0.10	0.09	-0.01	0.02
32	-0.59	-0.54	0.03	0.08
33	-0.39	-0.36	0.02	0.05
32+33	-0.60	-0.55	0.03	0.08
41	0.11	0.12	0.05	0.02
51	0.02	0.01	-0.02	0.00

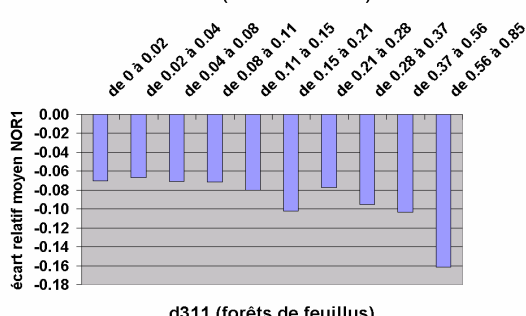
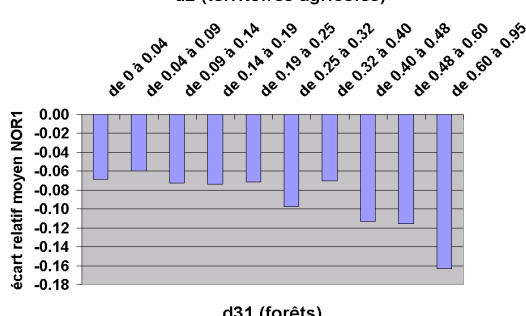
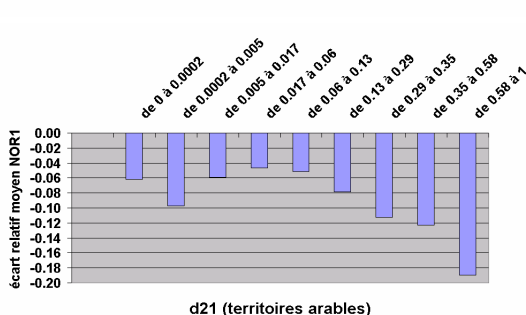
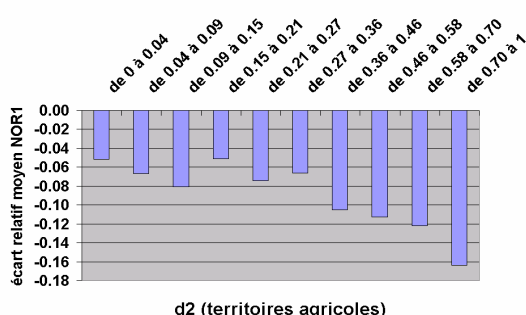
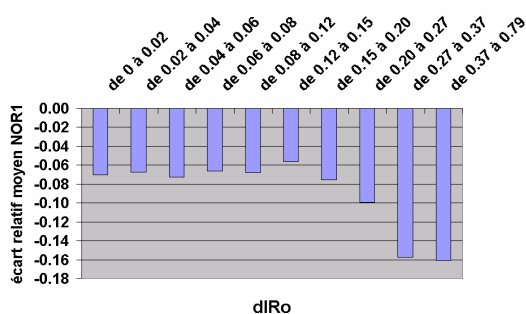
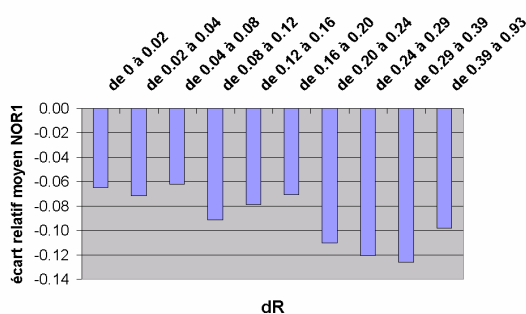
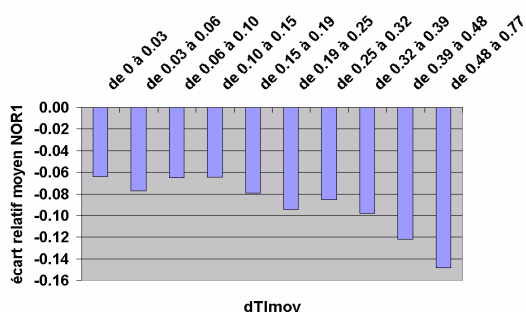
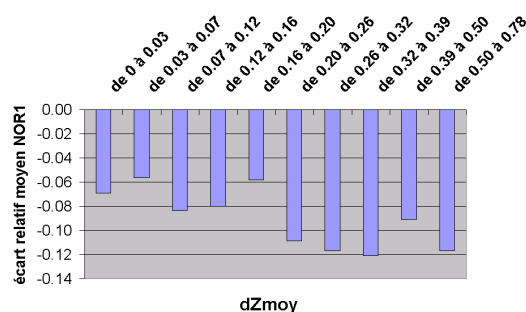
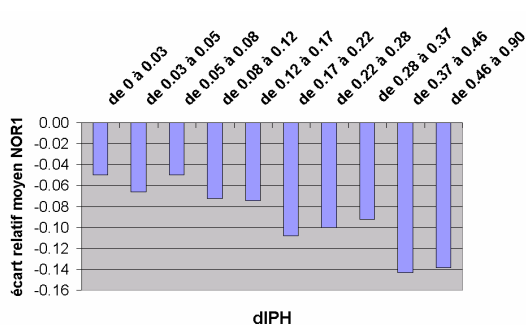
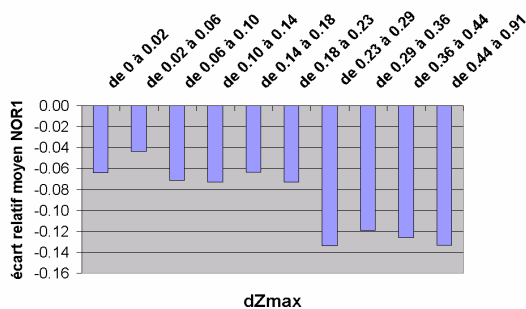
3) Corrélations entre ND, NP, ND-NP, NOR2, et les indicateurs d'hétérogénéité des facteurs physiques :

	<i>ND</i>	<i>NP</i>	<i>ND-NP</i>	<i>NOR2</i>
ND	1.00			
NP	0.86	1.00		
ND-NP	0.13	-0.40	1.00	
NOR2	0.24	-0.17	0.75	1.00
Nash min (A;B)	0.65	0.61	-0.01	0.07
Somoy	0.24	0.24	-0.02	0.01
dW	-0.01	0.00	-0.01	0.00
dzo	-0.21	-0.19	-0.01	-0.03
dzmoy	-0.22	-0.19	-0.03	-0.04
dzmax	-0.29	-0.29	0.05	0.02
dHI	0.10	0.06	0.06	0.09
dIPB	-0.42	-0.42	0.05	-0.04
dIPH	-0.35	-0.35	0.04	-0.01
dN	0.22	0.21	-0.01	0.01
dDd	-0.14	-0.11	-0.03	-0.05
dR	-0.43	-0.44	0.08	0.03
dD	0.17	0.15	0.01	0.05
dSF	0.00	-0.01	0.02	0.03
dAlpha	-0.07	-0.06	-0.02	-0.05
dBéta	-0.03	-0.02	-0.01	-0.03
dBéta'	0.03	0.03	-0.01	0.00
dTI moy	-0.27	-0.28	0.07	0.02
dDpc	0.21	0.21	-0.02	0.01
dDpc/Lmax	0.07	0.07	0.00	0.01
dAcp	0.10	0.09	-0.01	0.01
dIR	0.13	0.09	0.05	0.10
dIRo	-0.04	-0.06	0.05	0.06
d11	0.08	0.07	0.01	0.04
d12	0.09	0.08	0.00	0.02
d13	0.07	0.02	0.09	0.13
d14	0.00	0.02	-0.03	-0.03
d1	0.09	0.08	0.00	0.04
d21	0.09	0.05	0.07	0.10
d22	-0.10	-0.18	0.16	0.14
d23	0.00	0.01	-0.01	0.00
d24	0.01	0.01	-0.01	0.00
d2	-0.10	-0.12	0.06	0.05
d311	0.01	-0.01	0.04	0.03
d312	0.00	0.00	0.01	0.02
d313	-0.11	-0.10	-0.01	0.01
d31	0.02	0.00	0.04	0.03
d32	-0.52	-0.53	0.10	0.03
d33	-0.37	-0.35	0.02	-0.02
d41	0.07	0.07	0.00	0.02
d51	0.02	-0.01	0.05	0.07

4) Corrélations entre ND, NP, ND-NP, NOR2, et les valeurs moyennes des indices physiques des bassins chimiques :

	<i>ND</i>	<i>NP</i>	<i>ND-NP</i>	<i>NOR2</i>
ND	1.00			
NP	0.86	1.00		
ND-NP	0.13	-0.40	1.00	
NOR2	0.24	-0.17	0.75	1.00
So	0.24	0.24	-0.02	0.01
W	0.22	0.20	0.01	0.07
zo	-0.11	-0.03	-0.14	-0.16
zmoy	-0.34	-0.25	-0.11	-0.16
zmax	-0.45	-0.39	-0.04	-0.11
HI	0.00	0.03	-0.06	-0.04
IPB	-0.47	-0.43	0.00	-0.09
IPH	-0.42	-0.39	0.00	-0.06
IP	-0.49	-0.47	0.03	-0.06
N	0.25	0.24	-0.02	0.01
Lmax	0.27	0.25	-0.01	0.05
Ltot	0.24	0.23	-0.02	0.01
Dd	-0.23	-0.16	-0.10	-0.13
R	-0.46	-0.43	0.02	-0.04
D	0.27	0.26	-0.01	0.05
SF	-0.07	-0.05	-0.01	-0.04
A	0.17	0.16	0.01	0.05
Alpha	-0.14	-0.12	-0.02	-0.06
Béta	0.07	0.06	0.02	0.04
Béta'	0.20	0.18	0.02	0.08
TI(25%)	0.30	0.29	-0.03	0.03
TI moy	0.37	0.36	-0.05	0.02
TI(75%)	0.37	0.35	-0.02	0.05
Dpc	0.26	0.24	-0.01	0.04
Dmc	0.28	0.26	-0.01	0.05
Dpc/Lmax	-0.01	0.00	-0.02	-0.03
Dmc/Lmax	0.02	0.01	0.01	0.00
Acp	0.22	0.21	-0.01	0.02
Acm	0.24	0.22	-0.01	0.03
Acp/So	-0.21	-0.19	-0.02	-0.09
IR	0.32	0.30	-0.01	0.06
IRo	0.35	0.32	0.01	0.08
11	0.17	0.16	-0.01	0.04
12	0.12	0.11	0.00	0.03
13	0.11	0.05	0.09	0.12
14	0.01	0.03	-0.03	-0.04
1	0.17	0.16	0.00	0.04
21	0.19	0.15	0.04	0.10
22	-0.10	-0.18	0.16	0.14
23	0.20	0.23	-0.10	-0.09
24	0.16	0.15	-0.01	0.00
2	0.32	0.30	-0.01	0.05
311	0.12	0.11	0.01	0.00
312	0.05	0.08	-0.06	-0.06
313	-0.12	-0.10	-0.03	-0.01
31	0.11	0.12	-0.05	-0.06
32	-0.57	-0.56	0.07	0.00
33	-0.38	-0.36	0.00	-0.03
32+33	-0.57	-0.56	0.06	0.00
41	0.09	0.09	-0.02	0.00
51	0.05	0.02	0.04	0.06

ANNEXE 8: HISTOGRAMMES DES ECARTS RELATIFS (NOR1) MOYENS EN FONCTION DES HETEROGENEITES



ECOLE NATIONALE DU GENIE DE L'EAU ET DE L'ENVIRONNEMENT DE STRASBOURG

1, quai Koch
67070 STRASBOURG Cedex

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Auteur : Marc PLANTIER

Promotion : 2000-2003
(Puy-de-Dôme)

Titre : Prise en compte de caractéristiques physiques du bassin versant pour la comparaison des approches globale et semi-distribuée en modélisation pluie-débit

Année de publication : 2003

Nombre de volumes : 1

Nombre de pages : 93

Nombre de réf. biblio. : 54

Structure d'accueil :

CEMAGREF – Groupement d'Antony – Unité de Recherche « Qualité et Fonctionnement Hydrologique des Systèmes Aquatiques »
Parc de Tourvoie- B.P.44 – 92163 ANTONY Cedex

Résumé :

Les approches globale et semi-distribuée sont comparées avec le modèle GR4J sur 3206 bassins versants « chimères » construits à partir de 307 bassins français.

Parallèlement, une quarantaine d'indicateurs de morphologie et de végétation permettent de quantifier les hétérogénéités de chaque bassin.

Les résultats sont très variables au cas par cas, mais en moyenne, nous confirmons l'importance d'une prise en compte des fortes variabilités pluviométriques, puis nous concluons sur des hétérogénéités physiques (hypsométrie, terres agricoles, urbanisation...) pouvant expliquer l'utilité de la semi-distribution. Pour les bassins de faible superficie ou en altitude, le bénéfice de la semi-distribution diminue.

Mots-clés : modélisation pluie-débit, GR4J, comparaison des approches globale et semi-distribuée, variabilité spatiale, morphologie, végétation