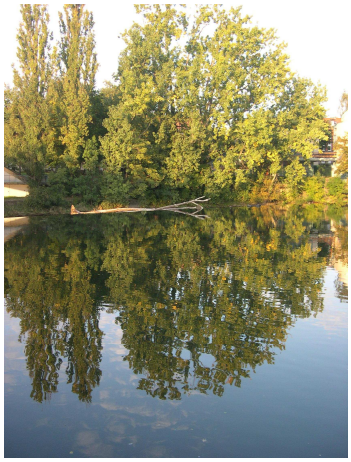
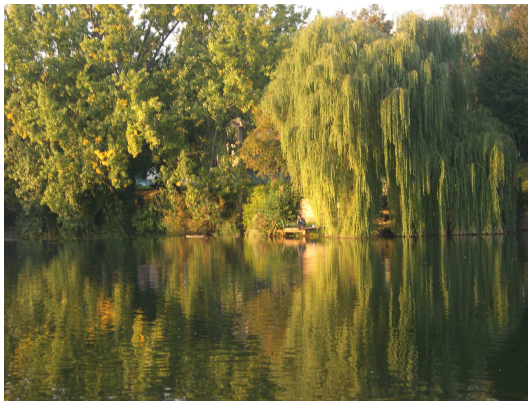
Etiages et tarissements : vers quelles modélisations ?

L'approche conceptuelle et l'analyse statistique en réponse à la diversité spatiale des écoulements en étiage des cours d'eau de l'Est français.

Claire LANG
Le 13 décembre 2007


Mme Jeannine CORBONNOIS	**Directrice de thèse**
M. Emmanuel GILLE	**Co-encadrant**
Mme Claude COSANDEY	**Présidente du Jury**
M. Daniel DELAHAYE	**Rapporteur**
M. Lars GOTTSCHALK	**Examinateur**
M. François PETIT	**Rapporteur**

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE ..... p. 3

INTRODUCTION DE LA PREMIERE PARTIE

PREMIERE PARTIE : PROBLEMATIQUE DE L'ETIAGE ET DOMAINE D'ETUDE

Chapitre 1 : DEFINITIONS ET CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

Introduction ..... p. 11

I. Le problème croissant de la ressource en eau ..... p. 12
II. Définitions ..... p. 13
1. Qu'est ce que l'étiage ? ..... p. 13
2. Etiage et sévérité ..... p. 16
3. Qu'est-ce que la sécheresse ? ..... p. 16
4. Le risque associé à l'étiage ..... p. 18
III. Le domaine d'étude : les bassins de la Meuse et du Rhin dans leurs parties françaises ..... p. 19
1. Le choix du domaine d'étude ..... p. 19
2. Le contexte morphostructural ..... p. 20
3. La perméabilité ..... p. 22
4. Le contexte climatique ..... p. 29
5 .Les prélèvements en eau superficielle dans le bassin Rhin-Meuse ..... p. 30
IV. Les données hydro-climatiques ..... p. 32
1. Les données hydrométriques ..... p. 33
2. Les données climatiques ..... p. 34
2.1. Les précipitations ..... p. 35
2.2. L'évapotranspiration ..... p. 38

Conclusion ..... p. 39

Chapitre 2 : LES GRANDEURS DE L'ETIAGE

Introduction ..... p. 41

I. Quelles grandeurs pour caractériser les étiages ? ..... p. 42
1. Les débits d'étiage issus de la courbe des débits classés ..... p. 42
2. Les débits d'étiage à l'échelle annuelle ..... p. 43
II. Choix des grandeurs d'étiage ..... p. 46
1. Le VCN10 comme grandeur d'étiage fixée par une durée ..... p. 46
2. Le débit limite d'étiage ..... p. 50
2.1. Le débit modal comme débit limite supérieur des étiages ..... p. 50
2.1.1. Justification a priori du débit le plus fréquent comme limite supérieure des étiages ..... p. 50
2.1.2. Détermination expérimentale du débit modal ..... p. 51
2.1.3. Ajustement de la courbe des débits moyens journaliers à la loi Log normale à 3 paramètres ou « loi de Gibrat » ..... p. 52
2.2. Le débit modal : un débit d'étiage ? ..... p. 56
III. La pluviométrie comme variable explicative des étiages ..... p. 62
1. Les précipitations mensuelles et journalières : deux échelles de travail complémentaires ..... p. 63
2. Les précipitations mensuelles cumulées de janvier à juin ..... p. 64
3. Les séquences sèches et le nombre annuel de jours sans pluie ..... p. 67

Conclusion ..... p. 70

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION DE LA DEUXIEME PARTIE

DEUXIEME PARTIE : ANALYSE STATISTIQUE DES GRANDEURS DE L'ETIAGE

Chapitre 3 : ANALYSE STATISTIQUE DES DEBITS D'ETIAGE

Introduction ..... p. 77

I. Méthode du CUSUM ..... p. 78
1. Stationnarité des chroniques ..... p. 79
2. Découpage des chroniques en séquences d'années sèches et humides ..... p. 81
3. Détection des chroniques douteuses ..... p. 81
II. Analyse statistique des chroniques de VCN_{10} ..... p. 83
1. Quelle(s) loi(s) statistique(s) pour l'ajustement des débits d'étiage ? ..... p. 83
2. Estimation des paramètres des lois par la méthode des moments linéaires ..... p. 84
3. Les tests statistiques ..... p. 89
4. Evaluation de la performance des lois par les différents tests statistiques ..... p. 90
4.1. Détermination du test statistique le plus satisfaisant : le RMSE ..... p. 90

4.2. Lois retenues pour l'ajustement des VCN_{10} ..... p. 93
4.3. Ajustements des chroniques de VCN_{10} à une même loi statistique ..... p. 95
5. Ajustements multi-durée des VCN à partir de la méthode QdF fondée sur la loi Log normale..... p. 98
III. Analyse statistique des chroniques de VCN_{10} tronquées ..... p. 101
1. Les chroniques de VCN_{10} tronquées ..... p. 101
2. Performance des différentes lois pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées ..... p. 102
3. Ajustements des chroniques de VCN_{10} tronquées à une même loi statistique ..... p. 103
IV. Conséquence du mode d'échantillonnage sur les quantiles d'étiage ..... p. 106

Conclusion ..... p. 108

Chapitre 4 : ANALYSE STATISTIQUE DES PRECIPITATIONS ASSOCIEES AUX ETIAGES

Introduction ..... p. 109

I. Modèle d'ajustement des cumuls de précipitations mensuelles ..... p. 110
1. Les fondements du modèle d'ajustement PcDF..... p. 110
1.1. La propriété d'affinité..... p. 110
1.2. La relation durée-cumul..... p. 111
1.3. Le modèle PcDF ..... p. 112
2. Validation du modèle..... p. 113
3. Signification et spatialisation du paramètre « α »..... p. 114
4. Caractérisation des grandes années d'étiage par les fréquences des cumuls de précipitations :
les années 1976 et 2003..... p. 115
II. Analyse statistique des séquences sèches..... p. 119
1. Détermination des seuils de durée et de précipitations significatives pour l'analyse des séquences sèches..... p. 119
2. Ajustement des plus longues séquences sans précipitations significatives à la loi exponentielle ..... p. 120

Conclusion ..... p. 121

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

INTRODUCTION DE LA TROISIEME PARTIE

TROISIEME PARTIE : LE TARISSEMENT DES COURS D'EAU

Chapitre 5 : LES LOIS DE TARISSEMENT ET LA SELECTION DES EPISODES

Introduction ..... p. 129

I. Définition du tarissement..... p. 129
II. Analyse du tarissement des cours d'eau ..... p. 135
1. Difficultés liées à l'identification des débits de tarissement ..... p. 135
1.1. Approche classique : la « courbe enveloppe »..... p. 135
1.2. Approche analytique : la « courbe séquence » ..... p. 136
1.3. Méthode automatisée : la « courbe de décroissance » ..... p. 136
2. Mise en place d'un algorithme de sélection des courbes séquences ..... p. 138
3. Traitement et analyse des courbes séquences..... p. 141
III. Séparation de l'hydrogramme et débit de base fondé sur l'analyse du tarissement ..... p. 145

Conclusion ..... p. 149

Chapitre 6 : LA VARIABILITE DU COEFFICIENT DE TARISSEMENT

Introduction ..... p. 151

I. Les facteurs de la variabilité temporelle du coefficient de tarissement..... p. 152
1. La variabilité saisonnière du tarissement et l'évapotranspiration..... p. 152
2. Le débit Q0 débutant la phase de tarissement..... p. 154
3. Complexité de l'origine du débit de base ..... p. 156
II. Recherche d'une valeur moyenne par bassin versant à partir des coefficients des courbes séquences ..... p. 157
1. Elaboration d'une courbe maîtresse de tarissement (« Master Recession Curve »)..... p. 157
1.1. La méthode des corrélations ..... p. 158
1.2. Construction de la courbe maîtresse de tarissement par la méthode des pentes..... p. 158
2. Analyse statistique des coefficients de tarissement des courbes séquences (α séquences) ..... p. 161
3. Comparaison des deux méthodes de recherche d'une valeur moyenne : la courbe maîtresse et l'analyse statistique .... p. 166
III. Régionalisation et validation des valeurs moyennes..... p. 167
1. La variabilité géographique du coefficient de tarissement..... p. 167
2. Validation par la connaissance de la géologie des bassins versants ..... p. 168
3. Comparaison avec les valeurs « a » du modèle QdF..... p. 171
4. Validation à partir d'un épisode particulier : le mois d'avril 2007 ..... p. 174

Conclusion ..... p. 177

Chapitre 7 : APPROCHE COMPAREE A PARTIR D'UN BASSIN TEST ET TARISSEMENT A L' ECHELLE MENSUELLE

Introduction ..... p. 179

I. La courbe enveloppe de tarissement ..... p. 182
1. Le tracé des courbes enveloppes ..... p. 182
2. Courbes enveloppes et courbes séquences : des écarts importants ..... p. 183
II. La courbe de décroissance reconstituée ..... p. 185
1. La courbe de décroissance : similitudes avec les courbes enveloppes et les courbes séquences ..... p. 185
2. De la courbe de décroissance à la courbe de décroissance reconstituée ..... p. 187
2.1. Allure de la courbe de décroissance reconstituée ..... p. 187
2.2. Identification des débits de tarissement au sein de la courbe de décroissance reconstituée ..... p. 189
2.2.1. Identification du tarissement fondée sur les rythmes de décroissance des débits ..... p. 189
2.2.2. Identification du tarissement fondée sur la relation entre les coefficients de décroissance et les premiers débits des séquences (Q_0) ..... p. 192
III. Synthèse des différentes méthodes d'analyse du tarissement ..... p. 194
IV. Essai d'estimation du coefficient de vidange des nappes mensuel ..... p. 201
1. Le coefficient de vidange des nappes mensuel issu du coefficient de tarissement journalier : le coefficient de tarissement mensuel ..... p. 201
2. Le coefficient de vidange des nappes mensuel issu de la décroissance du débit de base mensuel : le coefficient du débit de base ..... p. 201
3. Le coefficient de vidange des nappes mensuel à partir des débits moyens mensuels : le coefficient du régime ..... p. 202
4. Comparaison entre les coefficients mensuels et journaliers ..... p. 203

Conclusion ..... p. 209

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE

INTRODUCTION DE LA QUATRIEME PARTIE

QUATRIEME PARTIE : MODELISATION DES ECOULEMENTS : DE L'APPROCHE CONCEPTUELLE A LA PREVISION OPERATIONNELLE

Chapitre 8 : LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

Introduction ..... p. 217

I. La modélisation hydrologique ..... p. 217
1. Typologie des modèles ..... p. 218
1.1. Les modèles linéaires (ou modèles statistiques) ..... p. 218
1.2. Les modèles stochastiques (ou modèles probabilistes) ..... p. 218
1.3. Les modèles physiques (ou modèles mécanistes) ..... p. 218
1.4. Les modèles empiriques ..... p. 219
1.5. Les modèles conceptuels ..... p. 219
2. Les modèles conceptuels pluie-débit ..... p. 219
II. Mise en œuvre d'un modèle conceptuel ..... p. 220
1. Les données d'entrée ..... p. 220
2. Calage et validation du modèle ..... p. 221
2.1. Initialisation du modèle ..... p. 221
2.2. Calage du modèle ..... p. 221
2.3. Validation du modèle ..... p. 222
III. Les exigences de la modélisation conceptuelle ..... p. 223
1. Lien entre le paramètre du modèle et le processus physique : le paramètre de calage devient paramètre calculé ..... p. 223
2. Application de la démarche d' « optimisation assistée » aux échelles de travail des modèles ..... p. 224

Conclusion ..... p. 225

Chapitre 9 : LA MODELISATION MENSUELLE

Introduction ..... p. 227

I. Les objectifs de la modélisation mensuelle ..... p. 228
II. Le modèle : ORCHY ..... p. 228
1. Algorithme du modèle ..... p. 229
2. Les données d'entrée du modèle ..... p. 230
3. Les paramètres du modèle ..... p. 230
III. Suppression de l'étape de calage du modèle : les paramètres calés deviennent des paramètres calculés ..... p. 231
1. Les coefficients d'écoulement de crue ..... p. 231
2. Le coefficient de vidange des nappes ..... p. 234
3. La taille de la réserve utile ..... p. 235
IV. Quel coefficient de vidange des nappes pour la modélisation mensuelle ? ..... p. 235
1. Résultats de la modélisation selon le type du coefficient de vidange des nappes ..... p. 235
1.1. Evaluation par le critère de Nash-Sutcliffe ..... p. 235
1.2. Comparaison des débits simulés et des débits observés ..... p. 236
1.3. Les performances du modèle pour les débits d'étiage ..... p. 238

2. Optimisation du coefficient de vidange des nappes : le coefficient de vidange des nappes du régime, valeur désignée pour la modélisation mensuelle ..... p. 240
V. Résultats de la modélisation mensuelle en l'absence de tout calage ..... p. 242
1. Le critère de Nash ..... p. 242
2. Les lames d'eau et les déficits d'écoulement ..... p. 244
VI. Réflexion sur la modélisation mensuelle ..... p. 248

Conclusion ..... p. 251

Chapitre 10 : LA MODELISATION JOURNALIERE

Introduction ..... p. 253

I. Choix du modèle ..... p. 254
1. Les modèles GR et le modèle GR3j ..... p. 254
2. Inconvénient du modèle GR3j pour une représentation du tarissement ..... p. 255
3. Adaptation de la structure du modèle empirique GR3j (Edijatno, 1991) sur fondement conceptuel ..... p. 256
II. Calage et performance du modèle GR3j VL ..... p. 260
1. Le paramètre imposé : coefficient de tarissement modal ou maître ? ..... p. 260
2. Calage du modèle : importance de la valeur cible pour l'optimisation ..... p. 261
3. Performance du modèle : des critères globaux satisfaits, une modélisation a priori performante ..... p. 263
4. Limite de la modélisation proposée ..... p. 263
III. Développement de la version GR3j VL2 pour représenter la variabilité des coefficients de tarissement ..... p. 266
1. Ajout d'un réservoir d'eau gravitaire à vidange lente ..... p. 266
2. Résultats de la modélisation journalière (GR3j VL2) ..... p. 267
3. Limites de la modélisation proposée ..... p. 272

Conclusion ..... p. 273

Chapitre 11 :

Introduction ..... p. 275

I. L'évaluation d'un risque d'occurrence d'une sécheresse ..... p. 276
II. La prévision journalière des débits ..... p. 278
III. Les contraintes de l'opérationnel et le retour d'expérience ..... p. 282

Conclusion ..... p. 288

CONCLUSION DE LA QUATRIEME PARTIE

CONCLUSION GENERALE ..... p. 291

TABLE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1-1 : Localisation du domaine d'étude dans le contexte des grands bassins versants. ..... p. 20
Figure 1-2 : Contexte morphostructural du domaine d'étude. ..... p. 21
Figure 1-3 : Coupe hydrogéologique schématique du domaine d'étude..... p. 21
Figure 1-4 : Perméabilité des formations affleurantes du bassin Rhin-Meuse. ..... p. 25
Figure 1-5 : Principales entités hydrogéologiques du bassin Rhin-Meuse..... p. 26
Figure 1-6 : Localisation des bassins versants de référence..... p. 29
Figure 1-7 : Contrastes climatiques au sein du domaine d'étude illustrés par 3 stations. ..... p. 30
Figure 1-8 : Régime hydrologique de la Moselotte marqué par une légère rétention nivale en février. ..... p. 30
Figure 1-9 : Volumes totaux (eaux souterraines + eaux superficielles) prélevés par bassin versant RNDE en 2001 (en m^3). p. 32
Figure 1-10 : Localisation des stations hydrométriques. ..... p. 34
Figure 1-11 : Localisation des stations pluviométriques utilisées pour le calcul des pluies moyennes..... p. 36
Figure 1-12 : Localisation des stations d'évapotranspiration potentielle de Météo France. ..... p. 38

CHAPITRE 2

Figure 2-1 : Courbe des débits classés et débits caractéristiques associés. ..... p. 43
Figure 2-2 : Illustration de la contrainte de l'échelle calendaire associée au QMNA..... p. 44
Figure 2-3 : Grandeurs de l'étiage au pas de temps journalier..... p. 45
Figure 2-4 : Corrélations entre les VCN_{30} et les QMNA. ..... p. 46
Figure 2-5 : Synthèse du tau de Kendall pour l'ensemble des stations étudiées. ..... p. 49
Figure 2-6 : Evolution de l'histogramme de distribution des débits moyens journaliers
et du débit modal en fonction du nombre de classes imposé. ..... p. 51
Figure 2-7 : Ajustement de la courbe de distribution des débits moyens journaliers à la loi Log normale à 3 paramètres. .... p. 53
Figure 2-8 : Corrélation entre les modes théoriques et les modes observés. ..... p. 53
Figure 2-9 : Fréquence d'occurrence du débit modal expérimental..... p. 55
Figure 2-10 : Débit modal théorique exprimé en débit spécifique (l/s/km²). ..... p. 57
Figure 2-11 : Corrélation entre les débits modaux et les modules..... p. 58
Figure 2-12 : Corrélation entre les débits modaux et des débits d'étiage. ..... p. 58
Figure 2-13 : Corrélations entre les débits modaux et des débits limites d'étiage utilisés en bibliographie. ..... p. 59
Figure 2-14 : Les débits d'étiage de 14 variables comparés aux seuils de 1,5 l/s/km² (seuil de Pardé) et de 3 l/s/km² ..... p. 60
Figure 2-15 : Exemple de carte fournie par Météo France (juillet 2003). ..... p. 63
Figure 2-16 : Mois d'occurrence du QMNA à la station d'Hauconcourt et en moyenne sur le secteur d'étude..... p. 64
Figure 2-17 : Corrélation entre les précipitations mensuelles cumulées de janvier à juin et la fréquence du QMNA –
Bassin versant de la Mortagne à Gerbéviller (1971-2003). ..... p. 65
Figure 2-18 : Evolution concomitante des cumuls de précipitations moyennes mensuelles de janvier à juin
et de la fréquence des QMNA. ..... p. 65
Figure 2-19 : Evolution indépendante des cumuls de précipitations moyennes mensuelles de janvier à juin
et de la fréquence des QMNA. ..... p. 66
Figure 2-20 : Nombre de jours secs aux 33 postes pluviométriques du domaine d'étude. ..... p. 67
Figure 2-21 : Nombre de jours secs et de séquences sèches à la station de La Bresse. ..... p. 69
Figure 2-22 : Nombre de jours secs et de séquences sèches à la station de Metz. ..... p. 69

CHAPITRE 3

Figure 3-1 : CUSUM des VCN_{10} standardisés du Seltzbach à Niederroedern,
chronique stationnaire (période 1971-2003). ..... p. 79
Figure 3-2 : CUSUM des VCN_{10} standardisés de la Moder à Schweighouse, chronique non stationnaire (période 1971-2003) –
Découpage en périodes homogènes et mise en évidence des sauts de moyenne. ..... p. 80
Figure 3-3 : Découpage général à l'échelle du domaine d'étude des séries de VCN_{10} de la période 1971-2003 en années sèches et humides. ..... p. 81
Figure 3-4 : CUSUM de Damelevières et Malzéville (période 1971-2003) - Stations situées sur la Meurthe et pouvant bénéficier de soutiens d'étiage depuis 1993. ..... p. 82
Figure 3-5 : Localisation des stations douteuses d'après le CUSUM. ..... p. 82
Figure 3-6 : Courbes théoriques des distributions statistiques sur le diagramme des moments linéaires (Hosking, 1990). ... p. 86
Figure 3-7 : Interprétation graphique du diagramme des moments linéaires. ..... p. 88
Figure 3-8 : Regroupements géologiques de bassins aux caractéristiques statistiques comparables. ..... p. 88
Figure 3-9 : Evaluation à partir des 3 tests de la performance des lois statistiques
pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} . ..... p. 90
Figure 3-10 : Loi désignée pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} par le test graphique RMSE. ..... p. 91
Figure 3-11 : Loi statistique choisie par station par le test RMSE. ..... p. 94
Figure 3-12 : Ecarts entre les VCN_{10} $1/20^{ème}$ calculés à partir de la loi Log normale 2
avec ceux issus du meilleur ajustement. ..... p. 96
Figure 3-13 : Evaluation à partir des 3 tests de la performance des lois statistiques pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquée..... p. 103
Figure 3-14 : Loi désignée par les tests pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées. ..... p. 104
Figure 3-15 : Ecarts entre les temps de retour des quantiles de VCN_{10} calculés à partir des échantillons globaux et ceux des échantillons tronqués ..... p. 108

CHAPITRE 4

Figure 4-1 : Vérification de la propriété d'affinité pour les cumuls de précipitations mensuelles – Poste pluviométrique de Nancy (1971-2003). ..... p. 111
Figure 4-2 : Relation durée-cumul – a) Poste pluviométrique de Nancy (1971-2003) – b) Poste pluviométrique de Sewen Lac (1971-2003). ..... p. 112
Figure 4-3 : Relation durée-cumul mieux ajustée par une fonction linéaire – a) Poste pluviométrique de Colmar (1971-2003) – b) Poste pluviométrique de Strasbourg (1971-2003). ..... p. 112
Figure 4-4 : Validation du modèle – Poste pluviométrique de Nancy (1971-2003). ..... p. 113
Figure 4-5 : Validation du modèle – Poste pluviométrique de Strasbourg (1971-2003). ..... p. 113
Figure 4-6 : Cartographie du paramètre « α » qui établit la relation durée-cumul dans le modèle. ..... p. 114
Figure 4-7 : Comparaison entre les précipitations de 1976 et 2003. ..... p. 116
Figure 4-8 : Cartes des fréquences des cumuls de pluie pour l'année 1976. ..... p. 117
Figure 4-9 : Cartes des fréquences des cumuls de pluie pour l'année 2003. ..... p. 118
Figure 4-10 : Ajustement des séquences sèches à la loi exponentielle – Station pluviométrique de La Bresse (1971-2003). ..... p. 120

CHAPITRE 5

Figure 5-1 : Exemple d'une courbe enveloppe de tarissement, d'après Larras, 1972. ..... p. 135
Figure 5-2 : Distinction entre la courbe enveloppe et les courbes séquences. ..... p. 136
Figure 5-3 : Sélection des débits de la courbe de décroissance. ..... p. 137
Figure 5-4 : Algorithme d'extraction des courbes séquences. ..... p. 138
Figure 5-5 : Illustration théorique du temps de ressuyage pour un bassin de 250 km² (TR = $250^{0,2}$ = 3jours). ..... p. 140
Figure 5-6 : Procédure d'ajustement du choix de Q_0. ..... p. 140
Figure 5-7 : Durées moyenne et maximale des courbes séquences. ..... p. 143
Figure 5-8 : La variabilité du coefficient de tarissement. ..... p. 144
Figure 5-9 : Procédure d'interpolation linéaire dans le tracé du débit de base. ..... p. 146
Figure 5-10 : Exemple de séparation des écoulements. ..... p. 146
Figure 5-11 : Indices d'Ecoulement de Base des bassins versants. ..... p. 148

CHAPITRE 6

Figure 6-1 : a) Corrélation entre les coefficients de tarissement et l'évapotranspiration potentielle (1971-2003) ; b) Corrélation entre les coefficients de tarissement et la température. ..... p. 153
Figure 6-2 : Période d'apparition du coefficient de tarissement le plus faible de l'année. ..... p. 154
Figure 6-3 : Régime moyen des tarissements des débits à Thonne-les-Prés, d'après Lebaut (2000). ..... p. 154
Figure 6-4 : Corrélation entre les coefficients de tarissement α et les débits Q_0. ..... p. 155
Figure 6-5 : Traitements possibles pour les phases de tarissement, d'après Tallaksen, (1995). ..... p. 157
Figure 6-6 : Histogrammes de distribution des α séquences – a) L'Orne à Boncourt (1971-2003) – b) La Seille à Metz (1971-2003). ..... p. 162
Figure 6-7 : Ajustements statistiques des α séquences aux lois Log ou Racine normales. ..... p. 163
Figure 6-8 : Corrélations entre les différents coefficients pouvant représenter le tarissement moyen des cours d'eau pour les 63 bassins versants de l'étude (période 1971-2003). ..... p. 166
Figure 6-9 : Variabilité spatiale des coefficients de tarissement modaux. ..... p. 168
Figure 6-10 : Corrélations entre les coefficients de tarissement maîtres et modaux et le paramètre « a » du modèle QdF. ..... p. 171
Figure 6-11 : Variabilité spatiale du paramètre « a » du modèle QdF. ..... p. 172
Figure 6-12 : Affinités des phases de tarissement pour un a constant – Durée réelle et durée induite par les VCN dans la méthode QdF. ..... p. 173
Figure 6-13 : Le tarissement du mois d'avril 2007. ..... p. 175
Figure 6-14 : Corrélation entre le coefficient de tarissement d'avril 2007 et les coefficients de tarissement modaux, moyens et médians. ..... p. 176
Figure 6-15 : Comparaison entre le coefficient de tarissement d'avril 2007 et les coefficients de fréquence 0,25 et 0,75. ..... p. 176

CHAPITRE 7

Figure 7-1 : Localisation du bassin versant de la Mortagne à la station d'Autrey-Ste-Hélène au sein du bassin Rhin-Meuse. ..... p. 181
Figure 7-2 : Exemple de tracé de la courbe enveloppe de tarissement. ..... p. 182
Figure 7-3 : Exemple de tracé d'une courbe enveloppe affectée d'une rupture. ..... p. 183
Figure 7-4 : Deux modes de représentation de la courbe de décroissance. ..... p. 186
Figure 7-5 : Courbe de décroissance reconstituée de l'année 2003. ..... p. 187
Figure 7-6 : Courbe de décroissance reconstituée de l'année 1987. ..... p. 188
Figure 7-7 : Courbe de décroissance reconstituée de l'année 1999. ..... p. 188
Figure 7-8 : Repérage des séquences de la courbe de décroissance reconstituée au sein de l'hydrogramme des débits journaliers. ..... p. 190
Figure 7-9 : Corrélation entre les coefficients de décroissance de la courbe de décroissance reconstituée et les débits Q_0. ..... p. 193
Figure 7-10 : Corrélogramme représentant l'évolution du coefficient r^2 à mesure que les valeurs les plus fortes sont retirées de la corrélation entre Q_0 et α. ..... p. 193
Figure 7-11 : Absence de relation entre les coefficients de décroissance et Q_0 après suppression des coefficients supérieurs à 0,03. ..... p. 194
Figure 7-12 : Comparaison entre le tracé du débit de base fondé sur les courbes séquences et l'évolution de la piézométrie de la nappe des grès. ..... p. 197
Figure 7-13 : Distribution des coefficients de tarissement des courbes séquences. ..... p. 199
Figure 7-14 : Débit de base mensuel déduit du débit de base journalier issu de la séparation des écoulements. ..... p. 202
Figure 7-15 : Illustration de la méthode de calcul des coefficients du débit de base et du régime. ..... p. 203
Figure 7-16 : Corrélations entre les coefficients du débit de base et

du régime avec les coefficients de tarissement mensuels. ..... p. 206
Figure 7-17 : Corrélation entre les coefficients du débit de base et les coefficients du régime. ..... p. 206
Figure 7-18 : Variabilité spatiale des coefficients de tarissement mensuels. ..... p. 207
Figure 7-19 : Variabilité spatiale des coefficients du régime. ..... p. 208
Figure 7-20 : Variabilité spatiale des coefficients du débit de base. ..... p. 208

CHAPITRE 9

Figure 9-1 : Algorithme du modèle ORCHY1. ..... p. 229
Figure 9-2 : Critère de Nash-Sutcliffe.. ..... p. 236
Figure 9-3 : Corrélations entre les débits moyens mensuels observés et simulés. ..... p. 237
Figure 9-4 : Corrélation entre les débits caractéristiques d'étiage simulés et observés ..... p. 238
Figure 9-5: Comparaison entre les coefficients de vidange des nappes obtenus par calage et les trois coefficients calculés préalablement. ..... p. 240
Figure 9-6 : Corrélations entre les coefficients de vidange des nappes calés et les coefficients du régime (gauche) et du débit de base (droite). ..... p. 241
Figure 9-7 : Critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la période 1971-2003 – Modèle ORCHY, résultats sans calage. ..... p. 244
Figure 9-8 : Corrélation entre les lames d'eau moyennes annuelles simulées et observées. ..... p. 245
Figure 9-9 : Relations Précipitations – Déficits d'écoulement observées et simulées par le modèle ORCHY. ..... p. 246
Figure 9-10 : Essai de « régionalisation » des paramètres CVN et CEC du modèle ORCHY. ..... p. 250

CHAPITRE 10

Figure 10-1 : Algorithmes du modèle GR3j. ..... p. 257
Figure 10-2 : Simulation réalisée avec le modèle GR3j (Edijatno, 1991). ..... p. 258
Figure 10-3 : Algorithme du modèle GR3j modifié : le modèle GR3j VL. ..... p. 259
Figure 10-4 : Simulation réalisée avec le modèle GR3j modifié (GR3j VL). ..... p. 259
Figure 10-5 : Comparaison par le critère Nash de la performance du modèle GR3j VL en fonction du coefficient de tarissement imposé (modal ou maître) ..... p. 261
Figure 10-6 : Performance du modèle en fonction de la valeur cible optimisée : Nash calculé sur les valeurs brutes ou logarithmiques. ..... p. 262
Figure 10-7 : Performance du modèle en fonction de la valeur cible optimisée : Nash calculé sur les valeurs brutes ou logarithmiques. ..... p. 262
Figure 10-8 : Simulation réalisée à partir du modèle GR3j VL ..... p. 265
Figure 10-9 : Corrélation entre les débits simulés par le modèle GR3j VL et les débits observés ..... p. 265
Figure 10-10 : Algorithme du modèle GR3j VL2 ..... p. 266
Figure 10-11 : Corrélation entre les débits journaliers simulés et observés ..... p. 270
Figure 10-12 : Simulation réalisée à partir du modèle GR3j VL2 ..... p. 271
Figure 10-13 : Distributions des coefficients de tarissement simulés et observés ..... p. 272

CHAPITRE 11

Figure 11-1 : Les seuils de précipitations d'annonce d'un étiage sévère à l'échelle de Rhin-Meuse ..... p. 277
Figure 11-2 : Principes de l'outil de prévision des débits journaliers ..... p. 281
Figure 11-3 : Cartes des fréquences des cumuls de précipitations ..... p. 283
Figure 11-4 : Exemple de prévision journalière réalisée à la station d'Hauconcourt durant le mois de juillet 2006 ..... p. 285
Figure 11-5 : Situation au 16 juillet 2006 : nombre de jours restants avant de franchir le VCN_3 de fréquence $1/5^{ème}$ ..... p. 286
Figure 11-6 : Hydrogramme des débits journaliers à la station d'Epinal sur la Moselle : données brutes disponibles durant l'été 2006 et données validées par la suite ..... p. 287

TABLE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1
Tableau 1-1 : Principales caractéristiques des bassins versants de référence..... p. 28

CHAPITRE 2
Tableau 2-1 : Tableau extrait de Abi-Zeid et Bobée (1999), modifié. ..... p. 45
Tableau 2-2 : Rangs des étiages en fonction des différentes variables retenues,
(Exemple de la Mortagne à la station de Gerbéviller). ..... p. 47
Tableau 2-3 : Modes théoriques et modes expérimentaux des bassins versants de référence et fréquence associée au mode expérimental (en m^3/s). ..... p. 54
Tableau 2-4 : Les variables pluviométriques..... p. 62

CHAPITRE 3
Tableau 3-1 : Résultats des tests statistiques : loi désignée par bassin versant. ..... p. 92
Tableau 3-2 : Quantiles du VCN_{10} de fréquence $1/20^{ème}$ en fonction des différentes lois d'ajustement. ..... p. 97
Tableau 3-3 : Nombre d'années supprimées pour les chroniques de VCN_{10} tronquées. ..... p. 102
Tableau 3-4 : Quantiles du VCN_{10} (échantillons tronqués) de fréquence $1/20^{ème}$
en fonction des différentes lois d'ajustement ..... p. 105
Tableau 3.5 : Quantiles du VCN_{10} pour les échantillons globaux et tronqués : comparaison de la valeur du quantile et du temps de retour associé..... p. 106

CHAPITRE 4
Tableau 4-1 : Fréquence des cumuls de précipitations pour les années 1976 et 2003. ..... p. 115
Tableau 4-2 : Fréquence au non dépassement des séquences sèches par ajustement à la loi exponentielle des séquences supérieures à 5 jours et différents seuils de précipitations..... p. 121

CHAPITRE 5
Tableau 5-1 : Résolution des fonctions de Boussinesq..... p. 132
Tableau 5-2 : Principales caractéristiques des courbes séquences par station..... p. 142

CHAPITRE 6
Tableau 6-1 : α maître, α modal, α médian, α moyen et α de fréquences 0,25 et 0,75..... p. 165
Tableau 6-2 : Ecarts bruts les plus forts entre les α maîtres et modaux. ..... p. 167
Tableau 6-3 : Coefficients de tarissement maîtres et modaux des bassins de référence. ..... p. 169
Tableau 6-4 : Coefficients de vidange des nappes moyens
des principaux ensembles hydrogéologiques du bassin Rhin-Meuse. ..... p. 170

CHAPITRE 7
Tableau 7-1 : Comparaison entre les principales caractéristiques des courbes enveloppes et des courbes séquences de tarissement de la Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (1971-2003). ..... p. 184
Tableau 7-2 : Coefficients de décroissance calculés à partir des courbes de décroissances reconstituées. ..... p. 191
Tableau 7-3 : Les coefficients de vidange des nappes mensuels. ..... p. 205

CHAPITRE 9
Tableau 9-1 : Base de données des coefficients d'écoulement de crue moyens annuels (CEC) et des coefficients de vidange des nappes (CVN)..... p. 233
Tableau 9-2 : Critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la période 1971-2003..... p. 243
Tableau 9-3 : Lames d'eau et déficits d'écoulement moyens annuels observés et simulés..... p. 247

CHAPITRE 10
Tableau 10-1 : Critère de Nash-Sutcliffe et lames d'eau moyennes annuelles..... p. 264
Tableau 10-2 : Comparaison entre les critères de Nash des modèles GR3j VL et GR3j VL2..... p. 269

CHAPITRE 11
Tableau 11-1 : Seuil d'annonce du risque d'étiage sévère : les précipitations mensuelles cumulées de janvier à juin de fréquence 0,3..... p. 278

TABLE DES ENCADRES

CHAPITRE 1
Encadré 1-1 : Augmentation de la consommation d'eau. ..... p. 13
Encadré 1-2 : Codification de la perméabilité des formations affleurantes du bassin Rhin-Meuse. ..... p. 23
Encadré 1-3 : Les bassins versants de référence. ..... p. 27
Encadré 1-4 : Les prélèvements en eau superficielle en France et dans le bassin Rhin-Meuse. ..... p. 31
Encadré 1-5 : Avantage du calcul de la pluie moyenne journalière par les régressions multiples. ..... p. 37

CHAPITRE 2
Encadré 2-1 : L' indice ISEGA. ..... p. 68

CHAPITRE 3
Encadré 3-1 : Méthode dédit-durée-frequence : un modèle à trois paramètres. ..... p. 100

CHAPITRE 5
Encadré 5-1 : Les principales lois de tarissement. ..... p. 134

CHAPITRE 6
Encadré 6-1 : La courbe maîtresse de tarissement. ..... p. 160

CHAPITRE 7
Encadré 7-1 : Synthèse des trois méthodes d'analyse du tarissement. ..... p. 195

TABLE DES ANNEXES

Annexe 1-1 : Base de données des bassins versants
Annexe 1-2 : Les bassins de référence
Annexe 1-3 : Coefficients pondérateurs des postes pluviométriques expliquant les précipitations moyennes des bassins - Coefficients de corrélation et somme des coefficients pondérateurs
Annexe 2-1: Débits modaux théoriques et expérimentaux (en m^3/s) et fréquence du débit modal expérimental
Annexe 2-2 : Les débits d'étiage et les modules
Annexe 3-1 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} à la loi Log normale 2
Annexe 3-2 : Les paramètres du modèle QdF
Annexe 3-3 : VCN_{10} et VCN_{10} tronqués
Annexe 3-4 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées à la loi GEV
Annexe 3-5 : Quantiles des VCN_{10}
Annexe 5-1 : Indices d'écoulement de base et coefficients d'écoulement de crue
Annexe 7-1 : Les caractéristiques des courbes enveloppes de tarissement - La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène
Annexe 9-1 : Critère de Nash calculé sur le logarithme des débits - Modèles ORCHY2 et ABCD - Période de calage 1971-1990 - Période de validation 1991-2003
Annexe 9-2 : Simulations réalisées à partir du modèle ORCHY – Absence de calage, paramètres précalculés : CVN du régime et CEC
Annexe 10-1 : Paramètres des modèles journaliers

Résumé

L'eau constitue l'un des enjeux majeurs des prochaines années. Conséquence ou non du changement climatique, le risque de pénurie d'eau est réel d'autant plus que les besoins ne cessent d'augmenter. La situation climatique exceptionnelle subie durant l'été 2003, en France, et sur une grande partie de l'Europe a ainsi montré la vulnérabilité de certaines activités humaines face au manque d'eau. Ce travail a donc débuté dans un contexte où les difficultés liées aux problèmes de pénurie d'eau font l'objet de nombreuses préoccupations. Il s'intéresse plus particulièrement aux étiages des cours d'eau du bassin Rhin-Meuse. A travers une approche comparée de 63 bassins versants, nous tentons de proposer une modélisation unique des débits d'étiage. La caractérisation statistique des débits d'étiage, le processus du tarissement et la modélisation hydrologique en constituent les trois principaux axes. La connaissance et la caractérisation des débits d'étiage sont réalisées par le biais d'une analyse statistique qui permet d'assigner à un événement sa fréquence. En pratique, cette analyse consiste à rechercher le meilleur ajustement à des lois statistiques. L'objet de cette partie est de montrer que l'analyse statistique, tant à travers ses résultats qu'à travers ses paramètres, peut apporter des éléments d'explication du fonctionnement des cours d'eau en période d'étiage. Le traitement statistique porte sur des chroniques de VCN_{10} globales puis tronquées à partir d'un débit définit comme débit limite d'étiage. Nous montrons dans quelle mesure les échantillons tronqués s'apparentent mieux à des chroniques de débits extrêmes. Nous ajoutons à l'analyse des débits d'étiage celle des données pluviométriques. Le lien entre les débits et les précipitations est en effet certain, mais la relation entre un étiage sévère et une pluviosité faible est rarement simple. C'est ce que nous souhaitons montrer en recherchant les variables qui nous paraissent comme étant les plus pertinentes dans le cadre d'un travail sur les étiages. L'analyse du tarissement des cours d'eau apporte des éléments d'explication du fonctionnement des cours d'eau en période d'étiage. Ces périodes sont marquées par une absence d'apport pluviométrique durant lesquelles le débit des cours d'eau est réduit à l'apport des nappes souterraines. Durant ces périodes, les cours d'eau sont donc alimentés par des nappes souterraines dont les capacités et les rythmes de vidange varient. C'est cette variabilité qui explique les diversités de fonctionnement qui peuvent survenir entre des cours d'eau soumis à des forçages atmosphériques comparables. Une analyse exhaustive des modalités de tarissement des cours d'eau est menée. Elle met notamment en exergue l'importante variabilité du tarissement pour un même cours d'eau. L'objectif est d'apporter des éléments d'explication de cette variabilité et de proposer des méthodes permettant d'y pallier. Cette dernière étape aboutit à des valeurs moyennes par bassin versant et à une régionalisation du tarissement par grand type d'aquifères. La modélisation hydrologique constitue l'aboutissement de ce travail. Elle a deux principaux objectifs : la simulation et la prévision des débits d'une part, la compréhension du cycle hydrologique, notamment les réponses du cours d'eau aux impulsions météorologiques d'autre part. La principale difficulté posée par la démarche modélisatrice repose sur la définition de l'efficacité du modèle. Il est souvent admis que la performance d'un modèle résulte uniquement de sa capacité à produire des débits simulés proches des débits mesurés. Une telle approche se défend d'un point de vue opérationnel, beaucoup moins d'un point de vue scientifique ; en effet, la phase d'optimisation des modèles a prouvé en de maintes occasions que plusieurs combinaisons de valeurs des paramètres peuvent donner des résultats satisfaisants, tout en suggérant des représentations du fonctionnement hydrologique contradictoires. L'assignation de valeurs parfois physiquement incorrectes aux paramètres n'autorise aucune interprétation du fonctionnement de l'hydrosystème et limite notablement l'intérêt de ces modèles en terme de représentation des flux et des phénomènes du cycle de l'eau. La phase d'optimisation des paramètres supprimant toute réalité physique aux valeurs de calage, nous proposons d'utiliser dans le modèle des valeurs directement issues de l'analyse des tarissements. Nous en montrons l'intérêt, les difficultés et les limites.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude à Madame Jeannine CORBONNOIS, qui m'a permis d'obtenir une allocation de recherche et a accepté la direction de ma thèse en m'accordant sa confiance.

Mes remerciements s'adressent ensuite à Monsieur Emmanuel GILLE, qui a initié et encadré cette thèse. Je lui exprime mes plus sincères remerciements pour la confiance qu'il m'a toujours accordée.

J'exprime par ailleurs ma profonde reconnaissance aux membres du Jury qui ont accepté d'examiner ce travail : Madame Claude COSANDEY, Directrice de Recherche, et Messieurs les Professeurs Daniel DELAHAYE, Lars GOTTSCHALK et François PETIT.

J'ai ensuite une pensée toute particulière pour Didier FRANCOIS, qui m'a largement conseillé, aidé et soutenu tout au long de ces trois années de thèse.

Je remercie également très chaleureusement toutes les personnes qui ont accepté de relire des parties de ce manuscrit : Christophe DELUS, Stéphane et Shirley LANG, Sébastien LEBAUT, Marie-Paule et Didier FRANCOIS, Aline FREYERMUTH et Benoît LOSSON.

Je voudrais par ailleurs remercier d'une manière générale toute l'équipe du CEGUM qui m'a permis de réaliser cette thèse dans d'excellentes conditions. Un grand merci à toutes les personnes qui m'ont encouragée ou proposé leur aide, Luc MANCEAU, Gille DROGUE, et Sophie DE RUFFRAY qui a mis à ma disposition son imprimante. J'ai également une pensée pour mes amis thésards qui ont partagé la même aventure et témoigné de leurs bonnes et mauvaises expériences, en particulier Mohamed EL GACHI et Vincent FISTER.

Je tiens également à remercier l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse, en particulier Monsieur Jean-Claude AUER, et Météo France pour la fourniture des données.

Je voudrais aussi remercier les membres du groupe Northern European FRIEND, Low Flow and Drought Group, qui m'ont permis d'intégrer ce groupe de travail sur la sécheresse, et FRIEND-UNESCO qui m'a permis de participer à certaines conférences en m'accordant des financements : je pense tout particulièrement à Messieurs Henny A.J. van Lanen, Gregor Laaha et Siegfried Demuth ainsi qu'à Mesdames Lena M. Tallaksen et Miriam Fendeková.

Je tiens ensuite à remercier Aline, qui m'a largement conseillée et encouragée durant toutes ces années universitaires, ainsi que ma famille. Un immense merci à mes parents et mes frères, Stéphane et Fabien, qui ont toujours approuvé mes choix et qui m'ont soutenue, et plus particulièrement Shirley qui a été très présente durant ces trois années et m'a été d'une grande aide pour la finalisation de ce mémoire.

Enfin, je remercie mon ami Christophe qui a accepté au quotidien les bonnes et les mauvaises humeurs accompagnant un travail de thèse…, merci pour son immense soutien et sa compréhension.

Avant-propos

Si les travaux réalisés sur les crues sont nombreux, l'analyse des étiages constitue une préoccupation beaucoup plus récente et peu abordée jusqu'à la fin des années 1960. Les Universités de Nancy et de Metz constituent, dans les années 1970, des pôles précurseurs en la matière, notamment grâce aux travaux du Professeur Frécaut. Ce travail de thèse s'inscrit donc dans la continuité d'une problématique dans laquelle le Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz (CEGUM) est impliqué et reconnu depuis plus de 30 ans. Les compétences du CEGUM concernent essentiellement la caractérisation et la spatialisation des débits de basses eaux. Nous souhaitons, par ce travail, poursuivre ces recherches en les orientant notamment vers une analyse des processus relatifs à l'étiage.

Par ailleurs, suite à la sécheresse de l'été 2003, le CEGUM a eu à charge le contrat PRESAGES dont l'objectif principal était la recherche de méthodes de caractérisation et de prévision des débits d'étiage pour une centaine de stations du bassin Rhin-Meuse (PRESAGES pour PREvision et Simulation pour l'Annonce et la Gestion des Etiages Sévères). Cette étude menée entre 2004 et 2006 s'inscrit dans un cadre très opérationnel. Cependant, les axes de recherche développés dans cette thèse ont permis de proposer une démarche originale fondée sur la connaissance du fonctionnement des bassins versants en période d'étiage. D'autre part ce projet a permis de dégager de nombreuses pistes de recherche qui ont pu être explorées dans ce travail.

Ce contrat nous a également donné l'opportunité d'accéder aux données hydrométriques et climatologiques du projet PRESAGES, permettant d'élargir le domaine d'étude à une soixantaine de stations du bassin Rhin-Meuse sélectionnées parmi les stations de l'étude.

Introduction générale

La notion de cycle de l'eau a donné lieu, par le passé, à de nombreuses spéculations. Comme le souligne Roche (1969), « l'idée simple que la pluie pouvait être à l'origine de toutes les eaux coulant dans les rivières a mis longtemps à faire son chemin ». En effet, les interprétations sur l'origine de l'eau dans les rivières ont été nombreuses. Parmi les théories les plus célèbres, on peut citer la thèse des canaux souterrains qui fut d'ailleurs défendue par Léonard De Vinci : « le corps de la terre, comme celui des animaux, est traversé de réseaux de veines toutes reliées entre elles et faites pour donner vie et nourriture à la terre et ses créatures » (cité par Gohau, 1987), puis finalement réfutée par ce dernier qui admit : « l'eau des rivières vient des nuages ». Mais si le rapport entre l'eau des pluies et les crues des rivières parut facile à établir, la provenance de l'eau dans les cours d'eau après de longues périodes sans précipitations restait énigmatique : « il faut un sérieux effort d'imagination pour penser qu'il puisse y avoir un rapport quelconque entre les deux », Roche (1969). Dans cette réflexion il faut citer Bernard Palissy qui présenta très tôt une conception du cycle de l'eau et de l'alimentation des sources par les pluies : « quand j'ai eu bien longtemps et de près considéré la cause des sources des fontaines naturelles et le lieu de là où elles pouvaient sortir, enfin j'ai connu directement qu'elles ne procédaient et n'étaient engendrées sinon des pluies » (Palissy, 1580). La théorie moderne a été formulée trois siècles plus tard en 1856 par le chevalier H. de Darcy qui observait les fontaines de Dijon, puis appliquée aux cours d'eau par Boussinesq puis Maillet.

Si les concepts fondamentaux du cycle de l'eau sont aujourd'hui communément admis, la grande diversité dans les réponses des bassins versants aux apports météoriques demeure un sujet de recherche passionnant tant dans l'étude du phénomène que dans sa représentation.

Ce travail apporte sa contribution à l'analyse des étiages en s'intéressant aux cours d'eau de l'est de la France, aux régimes hydrologiques pluviaux océaniques à la fois proches par le climat et nuancés par des géologies variées. Dans l'approche comparée de la diversité des écoulements en étiage, le contexte géologique des bassins versants va constituer ici le caractère prédominant de l'explication du fonctionnement des cours d'eau.

L'objectif de cette recherche est d'analyser, caractériser et enfin modéliser les étiages, en développant des méthodes d'analyse transposables.

Ce travail se compose de quatre parties qui s'articulent autour de la définition du phénomène, son approche statistique, la caractérisation des tarissements et la modélisation des écoulements, pour laquelle l'approche conceptuelle est privilégiée.

La première partie s'attache à définir l'étiage. Les concepts et les notions associés à ce phénomène et à sa genèse sont nombreux et ne convergent pas toujours. Pour en proposer une définition synthétique, nous montrons que les différents aspects de l'étiage sont en fait généralement décrits par une définition statistique. A cette fin, nous nous intéressons de près aux nombreuses grandeurs de l'étiage afin de choisir celles qui nous paraissent les plus pertinentes : quelle que soit la grandeur qu'on adopte pour les caractériser, on se heurte aux années sans étiages. Une des façons de régler le problème est de proposer un débit seuil marquant le début de débits appartenant par leur genèse et par leurs faibles valeurs à la population des débits d'étiage. Cette partie s'est avérée à notre sens la plus difficile, notamment car elle exige dès le départ des choix résolus.

Dans la seconde partie nous nous intéressons à la modélisation statistique des débits d'étiage. Ce traitement porte à la fois sur la globalité d'un échantillon et sur sa distribution tronquée par le débit seuil. L'analyse statistique est riche d'enseignement, mais nous ne l'abordons pas seulement dans une finalité de caractérisation des étiages ou de détermination des débits caractéristiques d'étiage, mais aussi pour appréhender le fonctionnement des cours d'eau en période d'étiage. Ce traitement est complété par une analyse statistique des précipitations associées à l'étiage, les précipitations constituant le premier facteur lié à la genèse d'un étiage.

L'absence de précipitations se traduit par des périodes de tarissement. Durant ces périodes, l'écoulement de la rivière se résume à celui des nappes souterraines. Le tarissement des cours d'eau est largement abordé dans la troisième partie. Cette analyse se heurte à une difficulté majeure liée au climat du domaine étudié, qui induit des précipitations très fréquentes. De longues périodes de tarissement sont en effet rares, ce qui limite notablement certaines interprétations. L'analyse du tarissement a notamment pour objectif la détermination des coefficients de tarissement qui traduisent les rythmes de vidange des aquifères, en relation avec les caractéristiques hydrogéologiques des bassins versants.

Dans la dernière partie nous proposons une modélisation hydrologique des étiages. Généralement la modélisation pluie-débit a pour objectif principal la simulation de débits et la performance d'un modèle est ainsi souvent jugée par sa capacité à produire des débits simulés proches des débits observés. Il ne s'agit pas de notre objectif, d'autant que de nombreux modèles très efficaces existent. Nous nous interrogeons plutôt sur les

apports de la modélisation en terme de représentation et d'interprétation des résultats. Le principal défaut de la démarche modélisatrice réside dans la phase de calage qui peut, si elle est réalisée de manière itérative et non raisonnée, affecter aux paramètres des valeurs sans signification. Pour cette raison, nous tentons de proposer une modélisation conceptuelle fondée sur une représentation des processus et recourant à des valeurs d'observation issues de l'analyse hydrologique, en particulier les coefficients de tarissement, paramètre déterminant pour gérer les écoulements en étiage. La modélisation est réalisée à deux échelles de temps, le mensuel et le journalier. Nous montrons que ces deux pas de temps n'engendrent pas les mêmes types de problème de mise en œuvre de la démarche et d'interprétation.

Enfin, une démarche modélisatrice qui n'intègrerait pas aussi la dimension socio-économique serait incomplète. Notre recherche se termine donc assez naturellement par un prolongement opérationnel utilisant les concepts et les méthodes qui ont été validés en les traduisant en indicateurs du risque étiage et en outils de prévision.

Ce travail s'est heurté à plusieurs difficultés :

- La qualité des données, en particulier car la mesure des bas débits peut s'accompagner d'une grande part d'incertitude. Aucune méthode de validation ou de correction systématique n'étant réellement applicable, les débits n'ont pas été modifiés ; certaines erreurs isolées et flagrantes ont toutefois été corrigées au cas par cas ;
- Les influences liées à l'homme, nombreuses, notamment en période d'étiage (soutien d'étiage), mais difficiles à quantifier avec précision. Les chroniques de débits que nous utilisons ne sont pas des chroniques de débits naturels reconstitués et certaines stations présentent donc des débits fortement influencés. Un tri préalable pour écarter ce type de station n'a pas été réalisé, notamment car il réduirait considérablement notre échantillon de données et car la cohérence de certaines méthodes peut être éprouvée à partir de ces stations, en particulier lors de la modélisation ;
- L'échelle de travail : les données sont traitées aux pas de temps mensuel et journalier. Nous montrons qu'il s'agit d'échelles d'analyse complémentaires, mais pour lesquelles les processus appréhendés ne peuvent pas être les mêmes.

Enfin, il faut souligner que l'on ne peut pas aborder un travail à partir d'échelles spatiale et temporelle aussi vastes de la même manière que lorsque l'on s'intéresse au fonctionnement d'un bassin versant en particulier, ou d'une année particulière. En effet, le travail porte sur 63 bassins versants couvrant une surface totale supérieure à 30 000 km² et aux données journalières disponibles pour une période de 33 ans (1971 à

2003). Conséquence directe des dimensions du domaine d'étude, bien que les écoulements en période d'étiage soient intimement liés aux écoulements souterrains, il n'aurait pas été envisageable de procéder par l'étude hydrogéologique. Pour ces raisons, nous nous arrêtons à une analyse d'hydrologie de surface. Enfin, pour rendre ce type d'approche réalisable les méthodes d'analyse se doivent d'être simples et reproductibles.

PARTIE I

PROBLEMATIQUE DE L'ETIAGE ET DOMAINE D'ETUDE

Introduction de la première partie

La langue française permet de discerner les termes « basses eaux » et « étiage ». En s'appuyant sur le Glossaire International d'Hydrologie (1992), on peut constater que cette distinction n'est pas opérée dans toutes les langues, comme l'attestent certaines traductions : « étiage » se traduit ainsi « niedrigwasser » en allemand, « acqua bassa » en italien ou encore « low water » en anglais. Pour ces exemples, l'étiage est exprimé à partir d'une association de mots dont la traduction littérale les rapproche fortement de « basses eaux » en français. Pour preuve, le Lexique Hydrologique pour l'Ingénieur (1996) propose de traduire « low water » par « étiage, basses eaux », sans distinction supplémentaire.

Il convient alors de souligner que malgré le recours à un terme spécifique pour désigner l'étiage en français, d'une part la définition de ce mot est complexe et parfois confuse, d'autre part la distinction entre étiage et basses eaux n'est pas toujours clairement établie. Dans ce contexte, il nous a paru important de faire le point sur les terminologies employées et sur les nombreuses définitions de l'étiage.

Le chapitre 1 intitulé, « contexte et définitions », s'intéresse aux définitions et concepts relatifs aux étiages. Nous montrons que ce phénomène est difficile à décrire car il intègre de nombreux aspects qui devraient être pris en considération pour une analyse détaillée. L'objectif est de guider notre réflexion vers les définitions qui paraissent les plus pertinentes et sur lesquelles nous nous appuyons pour ce travail. Le domaine d'étude et les données utilisées sont également présentés dans ce chapitre.

Dans le chapitre 2, « les grandeurs de l'étiage », nous exposons les variables choisies pour l'analyse et la caractérisation des étiages des cours d'eau étudiés. Les variables classiquement utilisées pour caractériser les étiages, parfois appelées « indices d'étiage », sont nombreuses et peuvent représenter un débit, un volume ou encore une durée. Ces variables sont abordées, mais le champ d'investigation le plus important de ce chapitre concerne la définition du « débit d'étiage » : nous tentons de répondre à la question délicate : « qu'est-ce qu'un débit d'étiage ? » en introduisant la notion de débit d'entrée en étiage appelée « débit limite d'étiage » ; si la limite entre les hautes eaux et les basses eaux est fixée par le module, la limite entre les basses eaux et l'étiage est plus difficile à définir.

Chapitre 1
Définitions et contexte géographique

Sommaire

I. Le problème croissant de la ressource en eau

II. Définitions

- **1. Qu'est ce que l'étiage ?**
- **2. Etiage et sévérité**
- **3. Qu'est-ce que la sécheresse ?**
- **4. Le risque associé à l'étiage**

III. Le domaine d'étude : les bassins de la Meuse et du Rhin dans leurs parties françaises

- **1. Le choix du domaine d'étude**
- **2. Le contexte morphostructural**
- **3. La perméabilité**
- **4. Le contexte climatique**
- **5. Les prélèvements en eau superficielle dans le bassin Rhin-Meuse**

IV. Les données hydro-climatiques

- **1. Les données hydrométriques**
- **2. Les données climatiques**
  - **2.1. Les précipitations**
  - **2.2. L'évapotranspiration**

L'accès à l'eau peut être source de graves conflits sur la planète. Comme le souligne d'ailleurs Giblin (2003), « l'origine même du mot « rivalités », d'après le dictionnaire historique de la langue française *Robert*, renvoie à l'eau puisque le premier sens de « rival » signifie ceux qui tirent leur eau du même cours d'eau (*rivus*, le cours d'eau) et qui s'opposent en de fréquents différends ». Les problèmes les plus graves concernent les pays en voie de développement pour lesquels l'accès à l'eau est encore un luxe. La consommation d'eau moyenne par jour varie de 150 litres pour un européen à moins de 20 litres pour un habitant d'Afrique subsaharienne. Une importante inégalité subsiste donc à l'échelle de la planète.

Les événements secs, tels que ceux qui ont pu toucher la France en 1976 ou en 2003 ne sont ainsi comparables en aucune mesure aux sécheresses qui perdurent dans certaines régions du monde où les pluies sont anormalement faibles depuis plusieurs années. Cependant, ces situations peuvent engendrer des problèmes de pénurie d'autant plus aiguë que nos régions sont très consommatrices d'eau et peu habituées à ce type d'événement.

I. Le problème croissant de la ressource en eau

L'eau constitue l'un des enjeux majeurs des prochaines années. Conséquence ou non du changement climatique, le risque de pénurie d'eau est réel car les besoins ne cessent d'augmenter (cf. encadré 1-1 : Augmentation de la consommation d'eau). En effet, les usages de plus en plus nombreux de l'eau, qui recourent aux prélèvements directs dans la rivière ou aux pompages dans les nappes souterraines, aggravent les situations de sécheresse. Le géographe Fernand Verger, souligne dans un numéro de l'Expansion consacré à la pénurie d'eau (2006) : « l'intensification agricole a rendu les fluctuations climatiques naturelles insupportables », montrant que dans le cas particulier de l'irrigation agricole, la marge de manœuvre est dramatiquement réduite.

La situation climatique exceptionnelle de l'été 2003, en France, et sur une grande partie de l'Europe, a rappelé le caractère possible des pénuries d'eau et montré la vulnérabilité de certaines activités humaines face au manque d'eau. Celle-ci est d'autant plus élevée qu'il s'agit de situations assez rares, auxquelles nos sociétés ne sont pas habituées. Malgré le caractère exceptionnel de ces situations, la question de la ressource en eau n'a jamais été autant évoquée, au point d'en devenir un marronnier journalistique. Mais, face aux enjeux importants, le fait que ces situations de sécheresse exceptionnelle puissent devenir plus fréquentes doit bien être envisagé, même si parler de pénurie d'eau peut paraître « décalé » en regard des abats pluviométriques dans nos régions.

Comme ce travail sur les étiages est en étroite relation avec les problématiques de ressource en eau et qu'il n'aborde les aspects socio-économiques de ce phénomène que de façon sous-jacente, on ne peut commencer à l'exposer sans préciser préalablement certaines définitions afin d'éviter toute ambiguïté entre les termes « étiage », « sécheresse » et « basses eaux ».

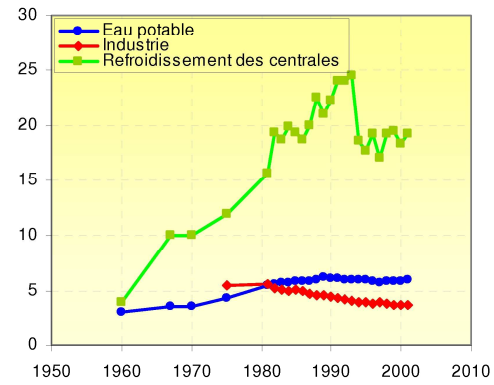
ENCADRE 1-1

Augmentation de la consommation d'eau

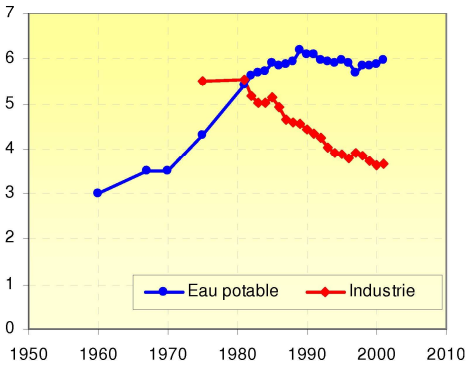
Volumes prélevés par usage (hors irrigation) en France métropolitaine de 1960 à 2001
Sources : Agences de l'Eau, MEDD, BRGM.

Année	Eau potable (milliards de m^3)	Industrie (milliards de m^3)	Refroidissement des centrales (milliards de m^3)
1960	3,0		4,0
1967	3,5		10,0
1970	3,5		10,0
1975	4,3	5,5	12,0
1981	5,4	5,6	15,6
1982	5,6	5,2	19,3
1983	5,7	5,0	18,7
1984	5,7	5,0	19,8
1985	5,9	5,1	19,4
1986	5,9	4,9	18,7
1987	5,9	4,6	20,0
1988	5,9	4,6	22,5
1989	6,2	4,6	21,0
1990	6,1	4,4	22,3
1991	6,1	4,3	24,0
1992	6,0	4,2	24,1
1993	5,9	4,0	24,5
1994	5,9	3,9	18,6
1995	6,0	3,9	17,6
1996	5,9	3,8	19,2
1997	5,7	3,9	17,1
1998	5,9	3,8	19,2
1999	5,9	3,7	19,5
2000	5,9	3,6	18,3
2001	6,0	3,6	19,2

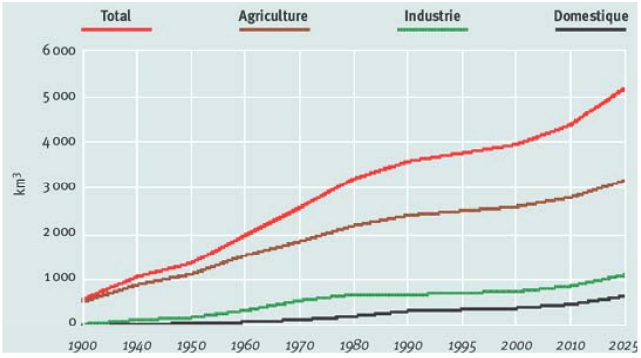
Evolution de la consommation d'eau depuis 1960 pour l'eau potable, l'industrie et l'énergie (en milliards de m^3)



Evolution de la consommation d'eau depuis 1960 pour l'eau potable et l'industrie (en milliards de m^3)



Evolution de la consommation mondiale d'eau par secteur d'activité, en km^3.



Source : http://www.unesco.org/courier/2001_10/fr/doss02.htm

II. Définitions

1. Qu'est ce que l'étiage ?

Etymologiquement, étiage aurait été dérivé du mot « étier », terme qui désigne le canal qui amène l'eau de mer aux marais salants. Ce mot est attesté en 1780 (Dacharry, 1996). L'étiage correspondait à l'état d'un étier après le retrait des eaux. Une seconde étymologie, recensée dans le Littré (1872), indique que le mot « étiage » pourrait renvoyer au terme latin « *aestas* » (été) donnant ainsi : « le niveau de l'été pour une rivière ».

Des définitions parfois confuses

Les définitions du terme étiage sont parfois imprécises, notamment qu'il s'agisse d'une référence issue d'un dictionnaire spécifique d'hydrologie ou bien d'un ouvrage plus général. Certaines définitions laissent ainsi entendre que l'étiage se produit tous les ans : « niveau annuel le plus bas atteint par un cours d'eau en un point donné » (Dictionnaire français d'hydrologie de surface, Roche, 1986). D'autres définitions suggèrent au contraire qu'il s'agit d'une situation plus exceptionnelle (« Abaissement exceptionnel du débit d'un cours d'eau. Le terme de « basses eaux » ou « maigres » désigne un abaissement plus normal et plus fréquent », Larousse Encyclopédique). D'autres encore, assez vagues et ne se référant à aucun contexte temporel, sont également relevées : par exemple la définition proposée dans le Glossaire International d'Hydrologie : « plus bas niveau atteint par un cours d'eau ou un lac ». Si l'expression « plus bas niveau » semble communément utilisée, on relève par exemple dans un dictionnaire de géographie la définition suivante de l'étiage : « période de basses eaux. Synonyme de maigre » (Dictionnaire simplifié de la géographie, Saffache, 2003). Pour cet exemple, l'étiage est assimilé à la période de basses eaux. Cet amalgame entre les termes « étiage » et « basses eaux » doit être évité.

Distinction entre étiage et basses eaux chez les auteurs géographes et définitions retenues

Afin d'éviter toute confusion, une distinction claire entre ces deux termes doit être faite. En ce sens la définition de l'étiage proposée par Dacharry (1996) nous satisfait particulièrement : « débit exceptionnellement faible d'un cours d'eau, qu'il ne faut pas confondre avec les basses eaux saisonnières, même s'il en est l'exacerbation ». Cette distinction est d'ailleurs généralement précisée par les hydrologues qui se sont intéressés aux étiages. Pardé (1963) parle ainsi d'étiage avec les termes de « maigres prononcés ». Frécaut (1967) insiste également sur la différence entre ces deux termes en soulignant que « les étiages ou maigres prononcés se différencient doublement des basses eaux ordinaires et annuelles ». Rochefort (1969) indique que les étiages représentent « une baisse de niveau plus considérable que celle qui caractérise les basses eaux moyennes ».

Enfin, on peut remarquer que les définitions de l'étiage font référence au phénomène, à l'état, mais elles n'apportent généralement pas de précision sur les processus impliqués. Dans ce contexte, la définition du Dictionnaire de la géographie (George et Verger, 2000) apparaît intéressante car l'étiage est désigné comme une « période pendant laquelle les débits sont très bas et peu variables parce que issus des seules nappes souterraines en voie d'épuisement, de tarissement ». A ce titre, on peut souligner que la définition proposée par Dacharry dans le Dictionnaire français d'hydrologie (1996) est complétée par un commentaire dans lequel les processus de genèse et de tarissement sont spécifiés. Le tarissement des cours d'eau constitue en effet le processus principal durant les étiages. La partie 3 est consacrée à une analyse détaillée du tarissement des cours d'eau.

Autres aspects définissant l'étiage : variables statistiques, durée, saison

D'autres aspects peuvent être rattachés au phénomène de l'étiage car il ne se résume pas seulement à un faible débit. L'étiage peut être caractérisé par une durée, un volume, etc. Tous ces aspects ne sont pas nécessairement précisés dans la définition générale du terme dans la mesure où, dans la pratique, ces aspects sont clairement décrits par les nombreuses définitions statistiques de l'étiage (cf. chapitre 2, Les grandeurs de l'étiage). La principale difficulté réside dans le choix de la variable qui va permettre de caractériser au mieux cet événement.

Il n'existe pas de variable qui rende compte de toute la complexité du phénomène à travers une seule valeur. En France, la variable recommandée par les textes de loi correspond au QMNA (débit moyen mensuel le plus bas de l'année). Un précédent travail a cependant montré que le QMNA n'est pas toujours représentatif d'une situation d'étiage (Lang, 2004). Le pas de temps mensuel, trop global, a tendance à effacer les variations journalières et pour certaines années, l'échelle de travail devrait être plus fine. De même, des événements originaux, notamment des étiages tardifs qui peuvent se prolonger sur plusieurs mois, ne sont pas pris en considération dans leur intégralité avec le QMNA qui borne la durée.

Par ailleurs, l'usage d'une variable telle que le QMNA impose un caractère annuel à l'étiage. Pourtant, l'idée que l'étiage ne se produit pas tous les ans peut constituer une approche intéressante. Il reste alors à définir quels événements doivent être retenus, en fixant des seuils en deçà desquels on estime qu'une valeur est « représentative » d'un débit d'étiage. Ces seuils sont délicats à définir ; la limite entre les basses eaux et l'étiage constitue, comme le souligne Frécaut (1975), « une limite encore plus malaisée à établir qu'entre hautes eaux et crue ».

La caractérisation des situations d'étiage, par le biais d'une variable unique, est notamment rendue difficile du fait de la variabilité de la durée et de la période d'apparition du phénomène.

Les étiages apparaissent généralement, sous nos climats, durant la période de basses eaux. Mais comme l'indique Frécaut (1975), il arrive que la période d'étiage se prolonge « au-delà de la saison « normale » de basses eaux jusqu'en octobre ou en novembre, en des mois tardifs où les moyennes des débits indiquent déjà une recrudescence de l'écoulement ». Une situation d'étiage avec des bas débits sur une très longue période n'est-elle pas plus préjudiciable que des débits extrêmement bas mais sur une courte durée ? Un aspect fondamental de l'étiage est introduit ici : sa durée. Ce critère est souvent écarté des analyses statistiques classiques alors qu'il s'agit d'un facteur déterminant en terme d'impacts et de préjudices. Il nous semble donc important d'en tenir compte pour la caractérisation du phénomène.

2. Etiage et sévérité

« Un étiage peut être la conséquence d'une sécheresse hydrologique, mais à l'inverse de celle-ci, il n'est généralement pas considéré comme un événement exceptionnel » (Abi-Zeid et Bobée, 1999). Il est donc nécessaire de pouvoir caractériser la sévérité d'un étiage afin de définir les événements exceptionnels. Cette étape est généralement réalisée par le biais d'une analyse statistique qui permet d'attribuer à un étiage une durée de retour.

Mais les seuls résultats d'une analyse statistique ne suffisent pas à définir la sévérité d'une situation. Celle-ci est en effet dépendante des besoins humains qui semblent plus définir les niveaux de crise que la situation hydro-climatique elle-même. Pour preuve, des assecs éventuels sur de petits cours d'eau peu exploités importent moins que les niveaux des rivières très anthropisées, surveillées constamment, et aux débits régulés dans la plupart des cas. La sévérité d'un étiage se mesure donc également en fonction des préjudices engendrés. Une situation devient ainsi critique à partir du moment où la diminution des disponibilités en eau ne permet plus de répondre aux besoins, induisant certaines restrictions. Comme le souligne Moreau (2004), « ce qui fait qu'un étiage est sévère, c'est la rupture de l'équilibre entre la disponibilité en eau d'un côté, les habitudes d'usage existant et les besoins des milieux naturels de l'autre ; […] une quantification de la fréquence de retour ne fait que donner un éclairage insuffisant : selon les usages affectés, la crise sera plus ou moins ressentie ». L'augmentation des activités humaines et des besoins en eau a donc progressivement conduit l' « étiage naturel » vers un « étiage anthropisé », qui modifie les seuils de tolérance ainsi que les critères de sévérité et introduit la notion de risque abordée ci-après. A ce sujet, la revue Géocarrefour publiait en 2006 un numéro au titre évocateur : « la pénurie d'eau : donnée naturelle ou question sociale ? ».

La sévérité d'une situation n'est donc pas uniquement déterminée par l'aléa climatique, mais celui-ci constitue toutefois le premier facteur d'étiage. On associe ainsi naturellement les termes « étiage » et « sécheresse hydrologique ». Pourtant si le terme étiage évoque dans nos esprits l'idée d'indigence, il ne faut pas le confondre avec la sécheresse, et seuls les étiages les plus sévères sont générés par des situations de sécheresse.

3. Qu'est-ce que la sécheresse ?

La définition du terme sécheresse, sur un plan scientifique, est complexe. Des ambiguïtés existent autour de ce mot, mais parmi les nombreuses définitions relatées on peut retenir les points suivants. Tout d'abord, la sécheresse est définie d'une manière générale comme un déficit pluviométrique par rapport à une moyenne. Cette absence de précipitations est communément appelée « sécheresse atmosphérique ». Cet état d'ordre climatique est à l'origine d'un ensemble de processus qui vont engendrer des impacts sur le milieu naturel et sur les activités humaines. En fonction du domaine affecté, on parlera de sécheresse hydrologique, phréatique, pédologique, agricole, socio-économique,

etc. La sécheresse correspond donc à une période de déficit pluviométrique suffisamment prolongé pour avoir un impact sur les différents types de sécheresse évoqués ci-dessus, autre que l'unique sécheresse atmosphérique. Enfin, la sécheresse doit avoir un caractère temporel et une certaine extension géographique (Tallaksen & Van Lanen, 2004). En fonction de l'ampleur du déficit, de sa durée et de son extension géographique la sécheresse sera plus ou moins grave.

Lambert et al. (1990) distinguent 5 types de sécheresse se succédant chronologiquement. Il décrit tout d'abord la sécheresse atmosphérique débutant « quand et où l'atmosphère prend plus d'eau qu'elle n'en fournit ». Cette période durant laquelle « le bilan hydrique est négatif » entraîne la sécheresse pédologique qui commence « dès que la réserve utile des sols s'approche de zéro ». Si ces sécheresses perdurent, elles peuvent atteindre les nappes souterraines car celles-ci ne sont plus alimentées. Il s'agit de la sécheresse phréatique à laquelle succède la sécheresse hydrologique si la situation persiste. Dans le cadre de ce travail, nous nous intéressons plus particulièrement à la sécheresse hydrologique, sa genèse et ses conséquences. Lambert décrit enfin un dernier type de sécheresse particulièrement important, la sécheresse des réservoirs hydrauliques, c'est-à-dire celle qui concerne l'épuisement des réserves artificielles. A ce stade certains besoins ne pouvant plus être assurés, Lambert décrit : « c'est la pénurie, la sécheresse hydraulique, la crise ; le problème de l'eau dans toute son acuité ».

Le Glossaire International d'Hydrologie (1992) propose pour la sécheresse la définition suivante : « absence prolongée ou déficit marqué des précipitations ». Il définit la sécheresse hydrologique comme étant une « période de temps anormalement sec, suffisamment prolongée pour entraîner une pénurie d'eau caractérisée par un abaissement significatif de l'écoulement des cours d'eau, des niveaux des lacs et/ou des nappes souterraines, les amenant à des valeurs inférieures à la normale et/ou à un assèchement anormal du sol ».

Perrin (2005) définit la sécheresse comme « un important déficit hydrique, dont l'origine se trouve essentiellement dans la faiblesse des précipitations sur une période prolongée par rapport à la moyenne des apports observés sur cette période. Ce manque de pluie a une incidence sur les différents compartiments du bassin versant (surface, sol, sous-sol…) : on parlera par exemple de sécheresse hydrologique pour un déficit d'écoulement dans les cours d'eau, de sécheresse phréatique pour un déficit dans les nappes ou encore de sécheresse édaphique pour les conséquences sur la végétation ».

La sécheresse hydrologique étant le résultat d'un déficit pluviométrique plus ou moins long et prononcé, il nous a semblé intéressant d'intégrer cette variable parmi les critères décrits plus loin pour caractériser un étiage (cf. chapitre 2, « les grandeurs de l'étiage »). En effet, l'importance de ce déficit constitue un des éléments expliquant la gravité d'une situation.

Les sécheresses génèrent donc des étiages sévères, bien que la gravité d'une situation ne soit pas fonction unique de l'aléa climatique. L'impact sur le milieu naturel, mais également sur les besoins liés aux activités humaines, détermine souvent l'ampleur de la crise. En fonction du milieu physique et des pressions anthropiques, la gravité d'une sécheresse pourra ainsi être plus ou moins ressentie. La notion de risque est introduite : celui-ci est fonction des aléas climatiques et de la vulnérabilité du milieu.

4. Le risque associé à l'étiage

Si la sévérité d'une situation est directement liée à l'intensité et à la durée de la sécheresse, celle-ci sera plus ou moins ressentie selon la vulnérabilité du milieu. Le rôle des activités humaines ne peut donc pas être ignoré dans la mesure où les pressions exercées par l'homme accroissent cette vulnérabilité. L'analyse des étiages est en relation directe avec les problèmes de pénurie d'eau (Corbonnois et Humbert, 2000) car les étiages deviennent sévères dès lors que le manque d'eau influe sur les capacités à répondre aux besoins en eau de la société. L'étiage est donc un phénomène dont la composante sociale et économique doit être prise en compte, car si les extrêmes hydrologiques intéressent tant, c'est essentiellement par le risque qu'ils engendrent pour les sociétés.

Les principales activités menacées par une pénurie de la ressource en eau superficielle sont : la navigation, l'alimentation en eau potable, la production d'énergie électrique (hydraulique, thermique et nucléaire), l'agriculture (irrigation) et le tourisme (pêche, plan d'eau, etc.). Par ailleurs, l'impact d'une baisse des débits sur la qualité des eaux doit être souligné car on peut observer une mortalité accrue des espèces aquatiques et une augmentation de la pollution liée à la faible dilution des effluents.

Les impacts anthropiques et les préjudices relatifs aux sécheresses ne sont pas abordés dans le cadre de cette thèse. Notre recherche se situe toutefois en amont de ces préoccupations, car il faut rappeler que « pour évoquer les problèmes de la ressource en eau de façon pertinente, il importe d'avoir une vision concrète et globale du fonctionnement du milieu naturel » (Cosandey et al., 2003). La recherche de la compréhension des processus constitue le premier maillon d'un dispositif de gestion car un risque connu et que l'on peut anticiper est un risque mieux maîtrisé, donc mieux géré.

Cette introduction a permis d'aborder la complexité des concepts et des définitions associés aux étiages : « phénomènes simples dans leur genèse et dans leur évolution, les étiages sont cependant difficiles à analyser » (Frécaut, 1975). Le contexte hydro-climatique va en partie définir les méthodes d'analyse mises en œuvre dans la mesure où, selon les régimes hydrologiques, les processus relatifs à l'étiage peuvent être très différents. Le contexte physique des bassins versants conditionne également de manière importante les écoulements en étiage. Il convient donc de présenter le domaine étudié et ses principaux caractères.

III. Le domaine d'étude : les bassins de la Meuse et du Rhin dans leurs parties françaises

Les bassins versants de la Meuse et du Rhin, dans leurs parties françaises, constituent le domaine d'étude de ce travail (figure 1-1). Le secteur géographique étudié se situe donc en marge orientale du Bassin Parisien jusqu'au Fossé Rhénan et correspond de très près aux limites administratives du bassin Rhin-Meuse. Rappelons que le territoire français est divisé depuis 1965 en 6 agences de l'eau dont le découpage correspond aux principaux bassins hydrographiques : Adour-Garonne, Artois-Picardie, Loire-Bretagne, Rhin-Meuse, Rhône-Méditerranée-Corse et Seine-Normandie. Le bassin Rhin-Meuse, qui couvre 32 700 km², représente les bassins amont de la Meuse (9000 km²) et de la Moselle (14 000 km²) et ceux de quelques affluents de rive gauche du Rhin, dont l'Ill.

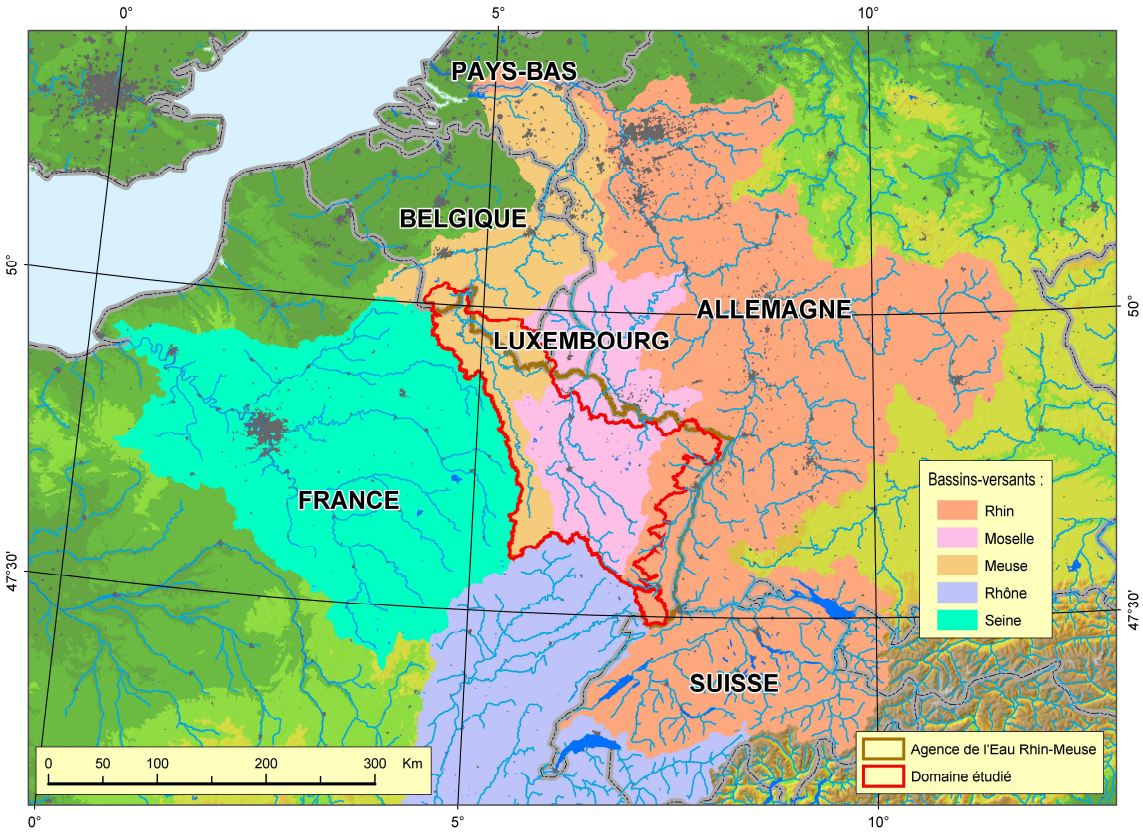
1. Le choix du domaine d'étude

L'importance du contexte géologique pour expliquer les écoulements en étiage a encouragé le choix de bassins versants situés dans des milieux variés. En revanche, les processus liés à la genèse de l'étiage pouvant être de nature très différente selon le type de régime hydrologique, le domaine choisi devait présenter une relative homogénéité climatique. Le bassin administratif Rhin-Meuse répond à ces attentes, tant du point de vue de sa diversité morphostructurale et géologique, que de sa relative homogénéité hydro-climatique.

Le choix du domaine d'étude est également lié au contexte favorable de la collaboration entre le CEGUM et l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse pour l'étude PRESAGES, qui nous a donné l'opportunité d'élargir nos travaux à un nombre important de cours d'eau. Certaines zones du bassin Rhin-Meuse ne font toutefois pas partie du domaine d'étude : les cours d'eau trop anthropisés, comme ceux du Bassin ferrifère lorrain au régime modifié par les exhaures, ont généralement été écartés ; le Rhin lui-même et les cours d'eau dont les bassins versants sont situés en majeure partie à l'étranger sont exclus du fait de la difficulté d'accès aux données ; de même les affluents du Rhin sont étudiés uniquement dans leur partie amont car ces cours d'eau ont un caractère phréatique dans la Plaine d'Alsace.

Enfin, certaines stations ne faisant pas partie de l'étude PRESAGES ont été ajoutées. Il s'agit essentiellement de petits bassins versants très homogènes et faiblement anthropisés, qui intéressent peu les services gestionnaires, mais présentent un grand intérêt pour notre travail.

Figure 1-1 : Localisation du domaine d'étude dans le contexte des grands bassins versants.



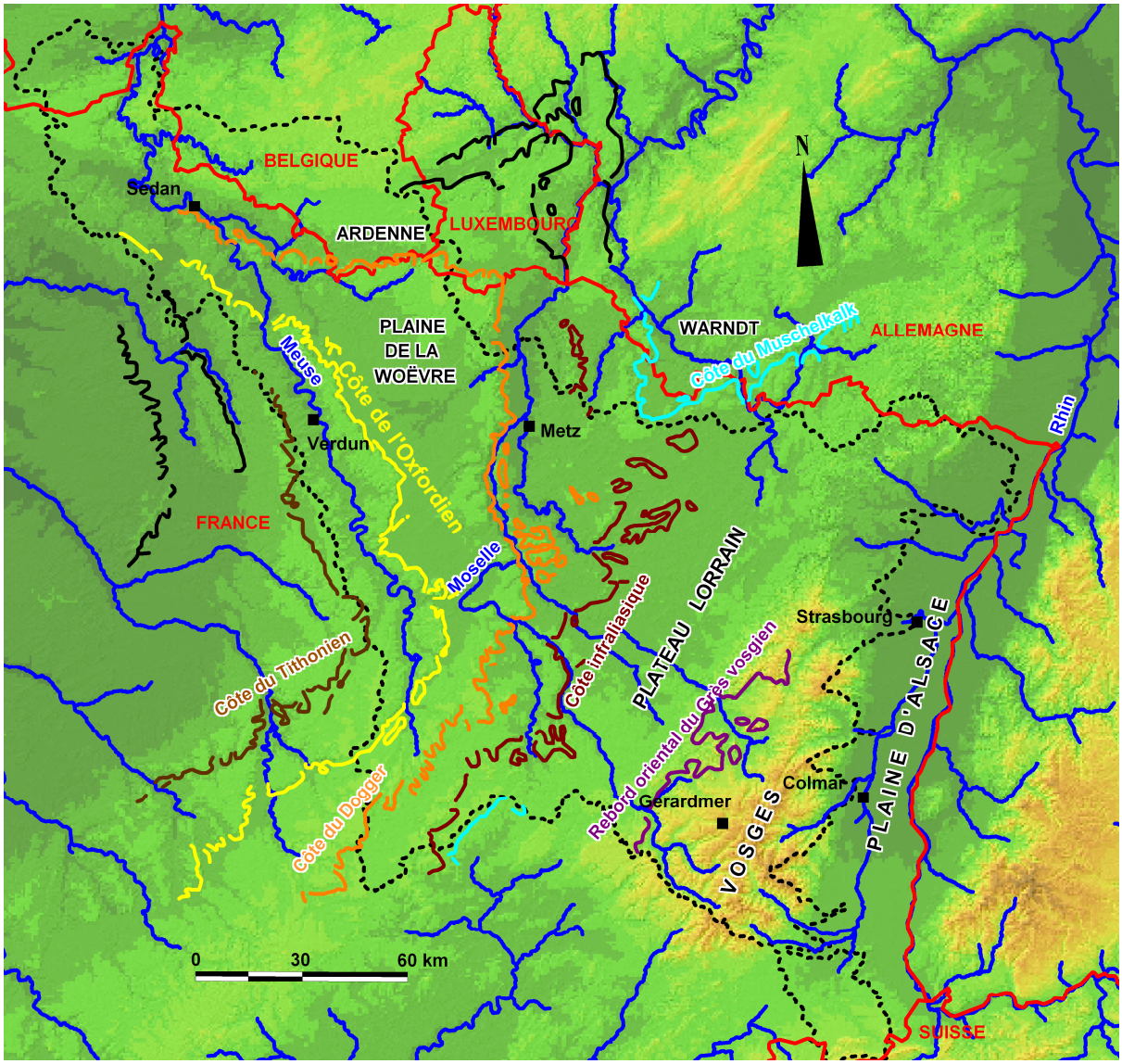
Une cartographie des principaux caractères physiques du domaine étudié a été réalisée pour constituer une base de données des principales caractéristiques physiques de chaque bassin versant. Cette base de données (cf. annexe 1-1), qui rassemble 44 variables (topographie, hydrogéologie, perméabilité et occupation du sol pour l'essentiel), pourra constituer une source d'explication de la variabilité spatiale des débits d'étiage, en particulier la géologie des bassins versants. Les éventuelles influences ou autres particularités des cours d'eau sont par ailleurs précisées dans cette base de données.

2. Le contexte morphostructural

La région étudiée comprend des milieux variés où les reliefs des massifs anciens (Vosges et Ardenne) contrastent avec les plaines et les plateaux du Bassin Parisien. Ce dernier secteur présente un relief de cuestas par excellence : on identifie successivement d'est en ouest, le Rebord oriental des Grès vosgien, la Côte du Muschelkalk, la Côte infraliasique, la Côte du Dogger et la Côte de l'Oxfordien (figures 1-2 et 1-3).

Les Vosges correspondent aux altitudes les plus élevées, avec notamment le Grand Ballon situé à 1424 m, point culminant du secteur étudié. A l'est du massif s'étend la Plaine d'Alsace où l'on trouve les altitudes les plus basses (jusqu'à 110 mètres).

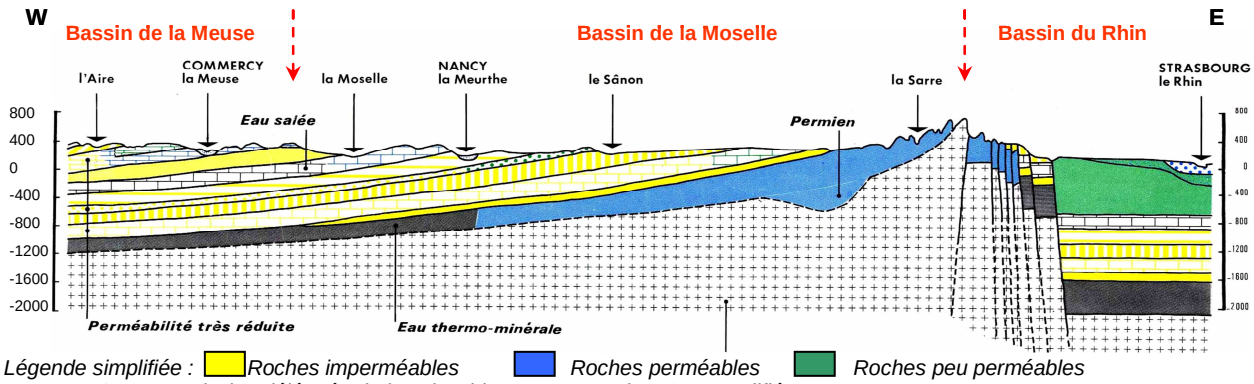
Figure 1-2 : Contexte morphostructural du domaine d'étude.



Légende

- Côte du Tithonien ou Côte des Bars
- Côte de l'Oxfordien ou Côte de Meuse
- Côte du Dogger ou Côte de Moselle
- Côte infraliasique
- Frontières
- Réseau hydrographique simplifié
- Limite du domaine d'étude
- Côte du Muschelkalk ou Côte de Lorraine

Figure 1-3 : Coupe hydrogéologique schématique du domaine d'étude.



Légende simplifiée : Roches imperméables — Roches perméables — Roches peu perméables

Source : Mission déléguée de bassin Rhin-Meuse, Janvier 1975, modifié.

Ces ensembles morphostructuraux dépendent d'ensembles géologiques bien distincts qui peuvent être regroupés en trois principales entités : le Plateau Lorrain, qui alterne essentiellement entre des régions calcaires et des régions argileuses et marneuses ; les Vosges, qui se subdivisent en deux grands ensembles commandés par la géologie : les Vosges gréseuses au nord et les Vosges cristallines au sud ; la Plaine d'Alsace qui correspond à un fossé tectonique remblayé par des formations plio-quaternaires pouvant atteindre 200 mètres d'épaisseur dans certains secteurs. La diversité des formations géologiques induit différents types de perméabilité qu'il est nécessaire d'appréhender, en particulier pour expliquer la variabilité spatiale des étiages.

3. La perméabilité

L'Agence de l'eau Rhin-Meuse a établi un atlas des perméabilités à 1/250.000 pour l'ensemble du bassin Rhin-Meuse (Decloux et al., 1989). La perméabilité est définie par la nature lithologique des formations et par leur comportement hydrodynamique. La classification retient trois types de perméabilité pour les roches (perméable, peu perméable et imperméable) et deux types pour les formations superficielles (perméable et peu perméable). Le comportement hydrodynamique combine les types de porosité et la dynamique de l'eau dans la formation. La codification est rassemblée dans le tableau figuré en encadré 1-2.

Cet atlas n'existant que sur support papier, nous l'avons importé sur un SIG et intégralement digitalisé (figure 1-4). L'un des objectifs est la détermination par bassin versant de la part de chaque classe de perméabilité, cette investigation étant liée à la réalisation de la base de données (annexe 1-1).

ENCADRE 1-2

Codification de la perméabilité des formations affleurantes du bassin Rhin-Meuse

Le comportement hydrodynamique combine les types de porosité et la dynamique de l'eau dans la formation:

Codification du comportement hydrodynamique de l'eau dans la roche

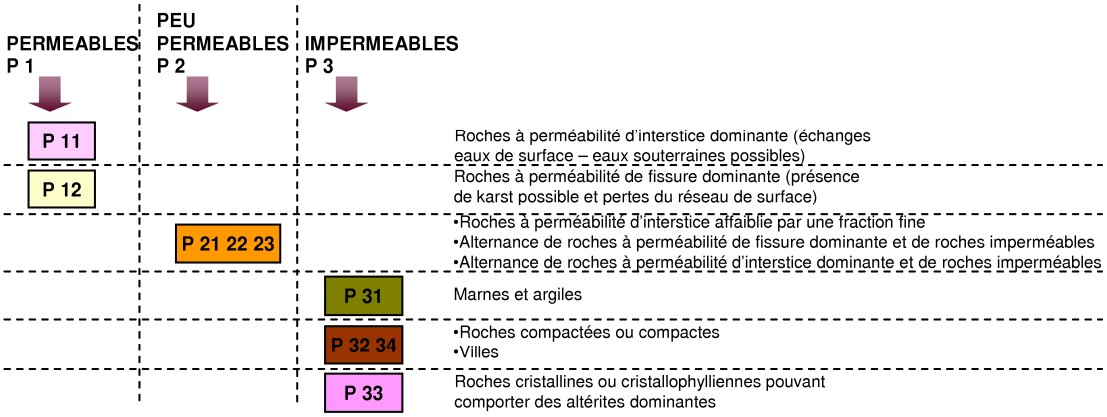
Porosité	Dynamique de l'eau dans la roche
0 Interstice **1**	-zone drainante de type continu -zone drainée
2 Fissure	de type réseau souterrain
3 Interstice	de type discontinu
4 Zone urbanisée	anthropique

En combinant ces informations on obtient la classification suivante :

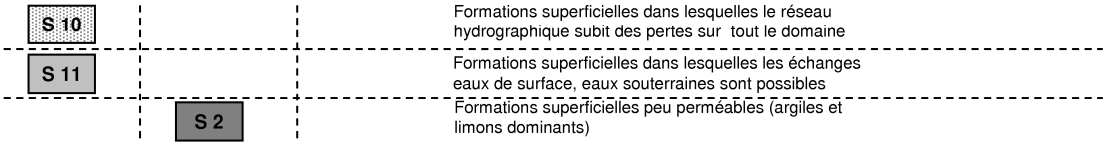
Classification des perméabilités

Dynamique de l'eau dans la roche / Porosité / Perméabilité	Aquifère drainant	Aquifère drainé	Réseau souterrain	Aquifère discontinu	Anthropique
	Interstice	Interstice	Fissure	Interstice et/ ou fissure	Zone urbanisée
	0	1	2	3	4
Les roches P Perméable 1	P 10	P 11	P 12		
Peu perméable 2		P 21	P 22	P 23	
Imperméable 3		P 31	P 32	P 33	P 34
Les formations superficielles S Perméable 1	S 10	S11			
Peu perméable	S2				

ROCHES AFFLEURANTES



FORMATIONS SUPERFICIELLES



Source: Atlas de la perméabilité du bassin Rhin-Meuse, 1989.

- La classe P31 est la plus représentée à l'échelle du domaine d'étude (22 %). Elle correspond aux roches imperméables de type marnes et argiles. Le Plateau Lorrain et la plaine de la Woëvre sont essentiellement modelés dans ce type de formation : intercalations argileuses et marneuses comprenant quelques aquifères locaux sur le Plateau Lorrain et argiles du Callovo-Oxfordien dans la plaine de la Woëvre.

- La classe P21-22-23 correspond aux roches peu perméables et recouvre 15 % du domaine. On la localise en bordure orientale des Vosges gréseuses (marnes de l'Oligocène du Fossé Rhénan) mais la majeure partie se situe également dans la plaine de la Woëvre et sur le Plateau Lorrain. La plaine de la Woëvre et le Plateau Lorrain constituent donc des milieux peu perméables.

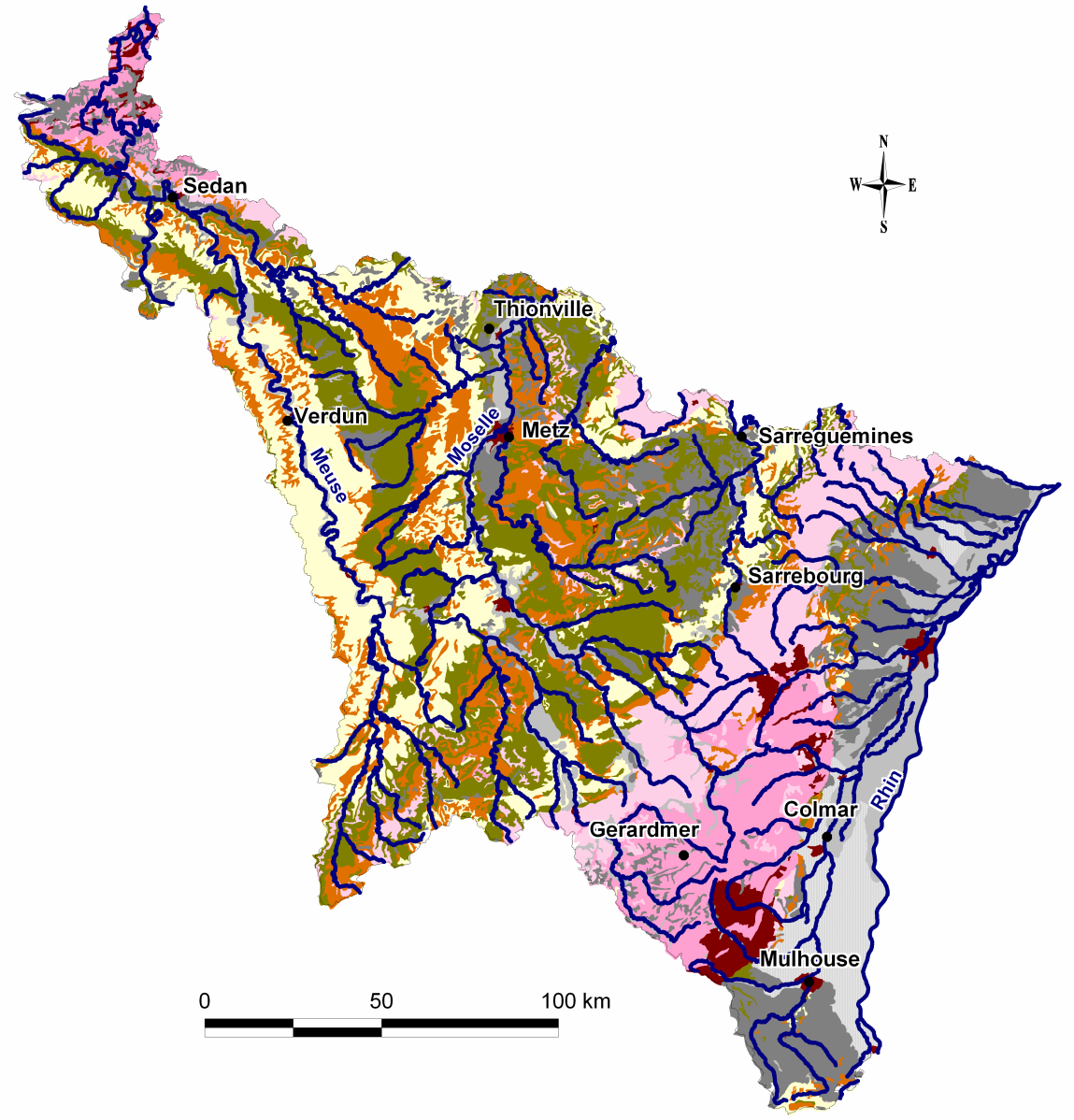
- La classe P12 est la seconde classe la plus représentée (19 %). Elle correspond aux roches perméables caractérisées par une perméabilité à fissure dominante. Il s'agit des calcaires Oxfordiens qui constituent la Côte de Meuse, des calcaires du Dogger sur la Côte de Moselle et des calcaires du Muschelkalk présents sur la Côte de Lorraine. Il faut ainsi souligner la possibilité de manifestations karstiques dans ces secteurs.

- Les classes P11 et P33 constituent majoritairement les Vosges. P11, qui correspond aux roches perméables à perméabilité d'interstice dominante, représente 11 % du secteur : il s'agit des Vosges gréseuses représentées par les grès du Trias inférieur ; les grès du Lias inférieur d'Ardenne-Luxembourg appartiennent également à cette classe. P33, qui recouvre 9 % du domaine, correspond à l'inverse aux roches imperméables, plus particulièrement aux roches des Vosges cristallines (socle du massif vosgien). On en retrouve également en aval de la Meuse dans le massif ardennais (socle ardennais).

- Les formations superficielles se subdivisent en deux classes prédominantes : S2 et S11 qui représentent respectivement 13 et 8 %. La classe S2 correspond à des formations peu perméables de type limoneux. Elle est essentiellement présente dans le pays des Etangs et en bordure orientale des Vosges. La classe S11 est présente en Plaine d'Alsace et en fond de vallée de nombreux cours d'eau (alluvions).

- Enfin, la classe S10 n'est quasiment pas représentée. On la retrouve dans la Plaine d'Alsace mais les parties de bassins drainant ces zones n'ont pas été retenues pour ce travail car il s'agit des formations superficielles où le réseau hydrographique subit des pertes sur tout le domaine.

Figure 1-4 : Perméabilité des formations affleurantes du bassin Rhin-Meuse.

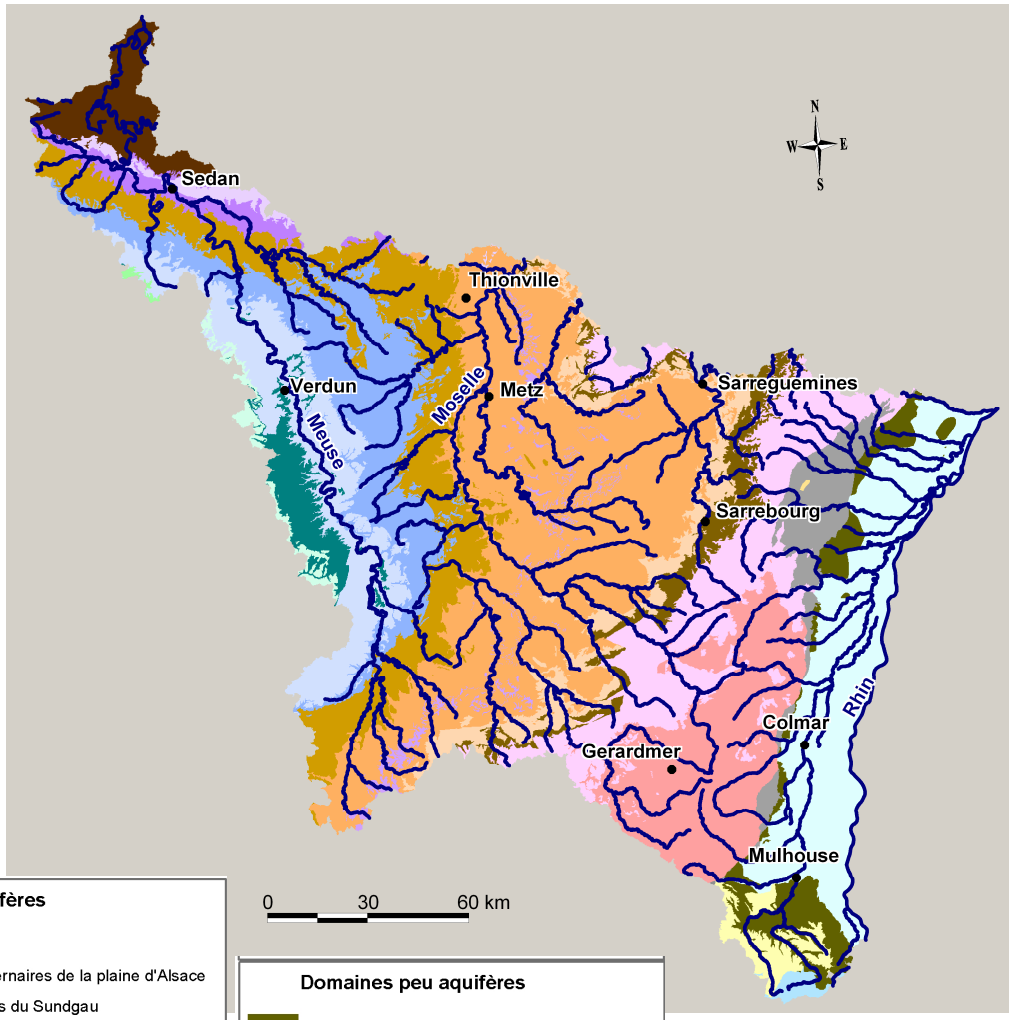


Légende :

- P 11 (Roches perméables - perméabilité d'interstice dominante)
- P 12 (Roches perméables - perméabilité de fissure dominante)
- P 21 22 23 (Roches peu perméables)
- P 31 (Roches imperméables)
- P 32 34 (Roches imperméables)
- P 33 (Roches imperméables)
- S 10 (Formations superficielles perméables)
- S 11 (Formations superficielles perméables)
- S 2 (Formations superficielles peu perméables)

Les contrastes de perméabilité (figure 1-4) ainsi que la diversité hydrogéologique (figure 1-5) sont particulièrement intéressants à étudier pour les comportements en période d'étiage : dans les grands bassins, l'hétérogénéité hydrogéologique rend l'analyse délicate, mais on rencontre un nombre important de petits bassins où la relative homogénéité géologique peut être mise en relation avec les comportements des cours d'eau. Ces bassins versants, que nous qualifions de bassins de référence, nous intéressent plus particulièrement (cf. encadré 1-3).

Figure 1-5 : Principales entités hydrogéologiques du bassin Rhin-Meuse.



Légende :

Systèmes aquifères

- Alluvions récentes
- Alluvions plioquaternaires de la plaine d'Alsace
- Cailloutis pliocènes du Sundgau
- Gaize du Cénomanien
- Calcaires du Tithonien du bassin parisien
- Calcaires oxfordiens du bassin parisien
- Calcaires jurassiques du Jura
- Calcaires jurassiques des champs de fracture
- Calcaires du Dogger du bassin parisien
- Grès du Lias inférieur d'Hettange-Luxembourg
- Grès du Rhétien de Lorraine
- Calcaires du Muschelkalk de Lorraine
- Grès du Trias inférieur (GTI)

Domaines peu aquifères

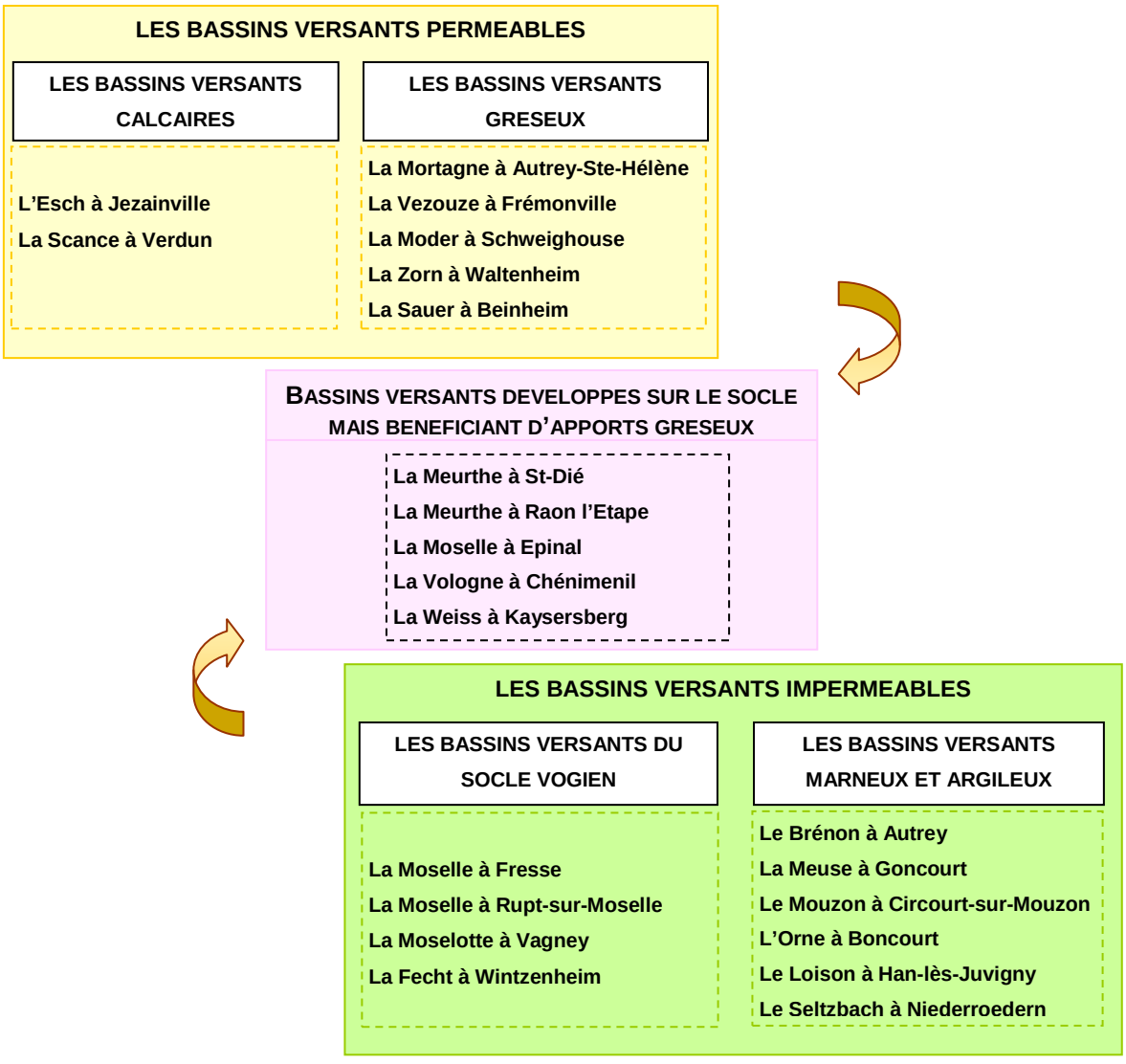
- Marnes de l'Oligocène du Fossé rhénan
- Champs de fractures de bordure du Fossé rhénan
- Argiles du Kimméridgien du bassin parisien
- Argiles du Callovo-Oxfordien du bassin parisien
- Argiles du Lias des Ardennes
- Grès à roseaux/dolomies du Keuper de Lorraine
- Argiles du Muschelkalk inférieur
- Socle du massif vosgien
- Paléozoïque de la bordure sud des Vosges
- Socle ardennais

Source : BRGM, 1999.

ENCADRE 1-3

Les bassins versants de référence (cf. annexe 1-2)

Quelques bassins versants sont désignés comme bassins de référence (figure 1-6). L'objectif est de fonder nos recherches en particulier sur ces bassins afin de vérifier si une géologie particulière conditionne des écoulements et des fonctionnements types en étiage. Les bassins versants choisis sont de petite taille, homogènes d'un point de vue géologique et peu influencés par les activités anthropiques, donc idéals pour mener ce type d'expertise. Nous les regroupons en 5 lots (deux bassins versants minimum par lot pour permettre la comparaison) :



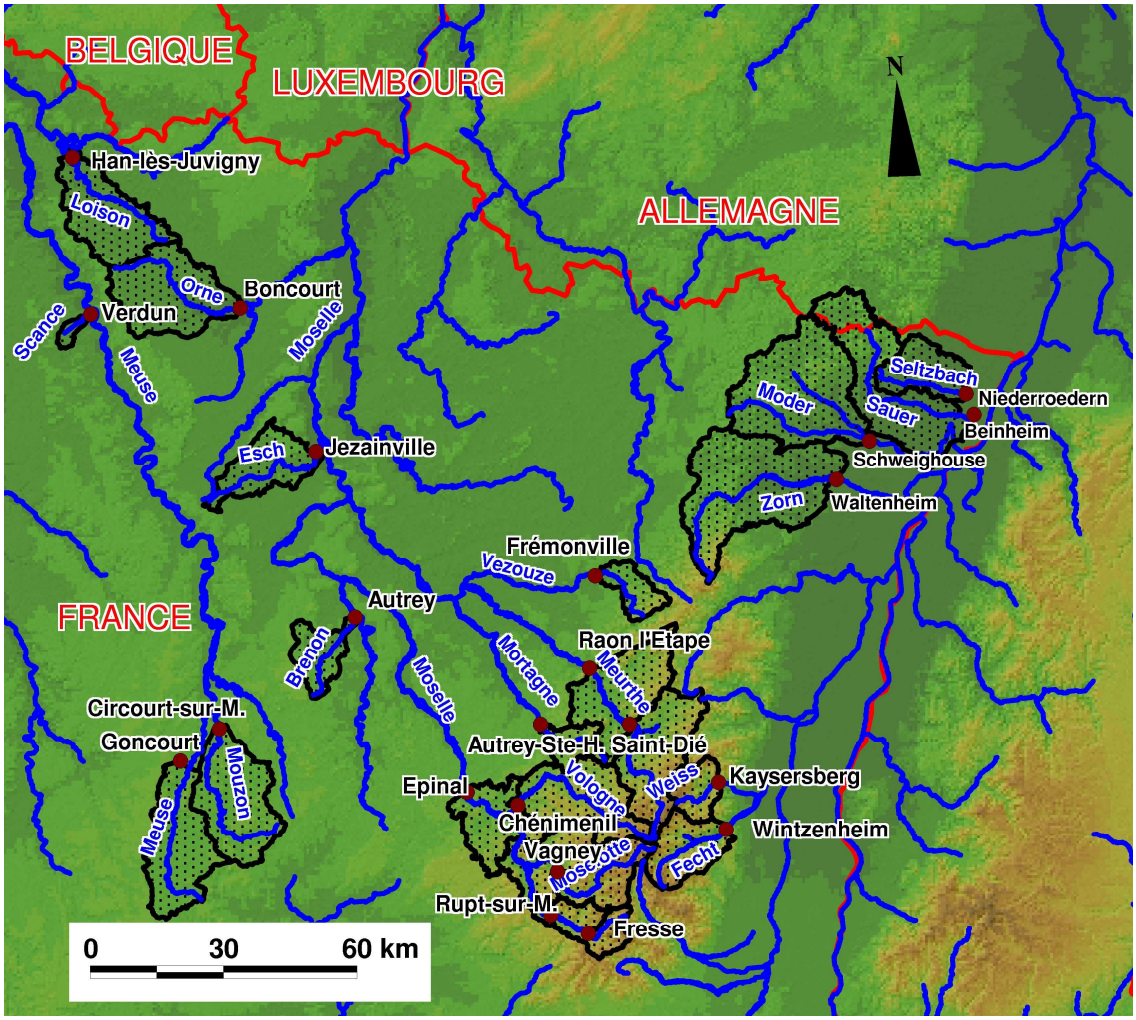
Les caractéristiques physiques de ces bassins versants sont présentées dans le tableau 1-1. Les bassins versants imperméables laissent présager un fort ruissellement et une indigence des réservoirs souterrains favorable à l'apparition d'étiages marqués. Les cours d'eau développés dans des milieux perméables, qui favorisent l'infiltration et la rétention des eaux ainsi que la restitution en étiage, devraient induire des régimes soutenus.

Tableau 1-1 : Principales caractéristiques des bassins versants de référence.

Lots de bassins versants	Station	Cours d'eau	Surface (km²)	Altitude min. (en mètres)	Altitude max. (en mètres)	Pente max. (en %)	Pente moyenne (en %)	Pluie annuelle (mm)	LITHOLOGIE								OCCUPATION DU SOL									
									Grès	Calcaires	Socle du massif vosgien	Argiles	Marnes	Alluvions	Grès à roseaux du Keuper[1]	Surfaces artificielles	Surfaces agricoles	Surfaces en eau	Forêts de feuillus	Forêts de conifères	Forêts mélangées	Pelouses et pâturages naturels	Landes et broussailles	Forêts et végétations arbustive en mutation
Calcaires	Jezainville	Esch	228	188	387	18	2	783	0%	**57%**	0%	42%	0%	0%	1%	6%	63%	1%	27%	1%	1%	0%	0%	2%
	Verdun	Scance	24	204	341	15	4	1033	0%	**80%**	0%	20%	0%	0%	0%	0%	43%	0%	44%	3%	0%	0%	0%	10%
Gréseux ou dont l'influence des grès est importante	Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	99	321	701	31	9	1182	**100%**	0%	0%	0%	0%	0%	0%	4%	51%	0%	2%	24%	19%	0%	0%	1%
	Frémonville	Vezouze	105	268	760	28	7	1196	**68%**	2%	0%	29%	0%	0%	0%	1%	3%	0%	2%	84%	6%	0%	0%	3%
	Schweighouse	Moder	618	143	577	36	7	857	**62%**	0%	0%	0%	4%	1%	0%	7%	60%	0%	11%	10%	12%	0%	0%	0%
	Waltenheim	Zorn	682	146	979	34	6	858	**41%**	0%	0%	9%	0%	1%	0%	7%	47%	0%	10%	24%	12%	0%	0%	1%
	Beinheim	Sauer	511	113	556	39	5	819	**34%**	0%	0%	0%	9%	45%	0%	12%	39%	2%	24%	12%	8%	0%	1%	1%
Importante partie développée sur le socle du massif vosgien mais zones gréseuses	Raon l'Etape	Meurthe	724	287	922	46	10	1286	**46%**	0%	**54%**	0%	0%	0%	0%	4%	25%	0%	3%	56%	8%	2%	1%	1%
	St-Dié	Meurthe	367	339	1301	46	11	1261	**22%**	0%	**78%**	0%	0%	0%	0%	2%	19%	0%	6%	52%	14%	4%	2%	2%
	Chénimenil	Vologne	356	369	1299	45	9	1430	**24%**	0%	**76%**	0%	0%	0%	0%	4%	20%	1%	7%	47%	18%	1%	1%	1%
	Epinal	Moselle	1218	326	830	45	8	1628	**24%**	0%	**76%**	0%	0%	0%	0%	4%	22%	0%	13%	35%	22%	1%	1%	1%
	Kaysersberg	Weiss	119	322	1299	42	14	1374	**10%**	0%	**90%**	0%	0%	0%	0%	7%	27%	0%	9%	28%	24%	3%	1%	0%
Imperméables (socle du massif vosgien)	Wintzenheim	Fecht	211	279	1345	46	16	1454	1%	0%	**99%**	0%	0%	0%	0%	3%	13%	0%	22%	21%	29%	7%	3%	1%
	Vagney	Moselotte	184	406	1349	40	15	1888	0%	0%	**100%**	0%	0%	0%	0%	3%	18%	0%	14%	21%	34%	3%	2%	3%
	Rupt-sur-Moselle	Moselle	153	440	1229	40	15	2193	0%	0%	**100%**	0%	0%	0%	0%	1%	9%	0%	29%	26%	31%	2%	1%	1%
	Fresse	Moselle	72	515	1237	40	17	2298	0%	0%	**100%**	0%	0%	0%	0%	2%	11%	0%	34%	21%	28%	3%	2%	0%
Imperméables (marnes et argiles)	Autrey	Brénon	143	227	528	23	4	898	2%	17%	0%	0%	0%	0%	**81%**	2%	83%	0%	15%	0%	0%	0%	0%	0%
	Goncourt	Meuse	370	308	504	19	3	934	10%	15%	0%	0%	0%	0%	**75%**	2%	73%	0%	23%	2%	0%	0%	0%	0%
	Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	401	297	505	21	4	967	16%	19%	0%	0%	0%	0%	**65%**	2%	54%	0%	39%	1%	2%	0%	0%	1%
	Boncourt	Orne	412	190	398	20	2	824	0%	19%	0%	**81%**	0%	0%	0%	3%	70%	0%	25%	1%	0%	0%	0%	1%
	Han-lès-Juvigny	Loison	352	176	394	24	3	894	0%	31%	0%	**69%**	0%	0%	0%	1%	51%	0%	29%	9%	4%	0%	0%	6%
	Niederroedern	Seltzbach	200	125	525	28	3	792	5%	0%	0%	0%	**54%**	**41%**	0%	5%	34%	0%	32%	16%	7%	0%	0%	4%

[1] Grand domaine lorrain comprenant des aquifères locaux avec intercalations d'argiles et de marnes

Figure 1-6 : Localisation des bassins versants de référence.

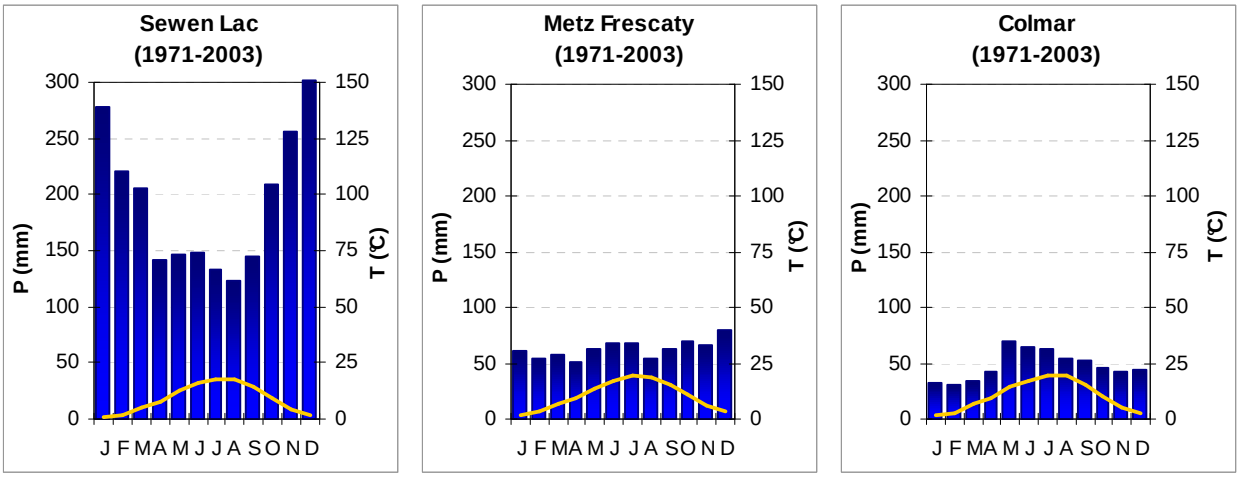


A la diversité des caractères physiographiques des bassins vient s'ajouter celle des régimes pluviométriques.

4. Le contexte climatique

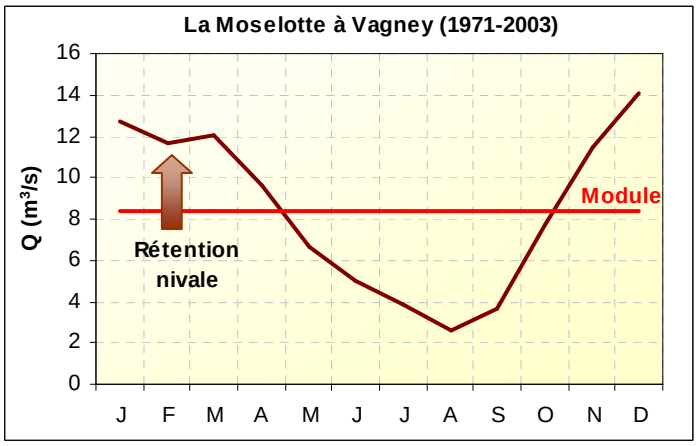
Le secteur étudié constitue une zone de transition entre le climat océanique et le climat continental (figure 1-7). Sur le Plateau Lorrain on observe un climat océanique de transition. Le massif vosgien constitue la première barrière orographique sérieuse aux masses d'air océaniques. Le climat océanique ainsi que l'influence montagnarde marquent le climat des Vosges. La saison froide comprend le maximum pluviométrique. La Plaine d'Alsace montre à l'inverse une nette tendance continentale avec le maximum pluviométrique situé durant la saison chaude. Les précipitations moyennes annuelles (calculées sur la période 1971-2003) varient ainsi entre 576 mm à Colmar et 753 mm à Metz ; ces valeurs augmentent rapidement sur le massif vosgien avec 996 mm enregistrés à Epinal, 1504 mm à Remiremont et 2330 mm au poste de Sewen Lac qui constitue la station la plus arrosée du domaine.

Figure 1-7 : Contrastes climatiques au sein du domaine d'étude illustrés par 3 stations (cf. figure 1-11 pour la localisation des stations) - Diagrammes ombrothermiques des stations de Sewen Lac (station située en bordure sud des Vosges, climat océanique nettement influencé par les remontées méditerranéennes d'hiver ; temps de sud ou de sud-ouest en raison de l'altitude), Metz (où l'influence continentale sur les précipitations n'est pas encore sensible) et de Colmar (station située dans la Plaine d'Alsace, influence continentale marquée).



L'influence montagnarde génère une diminution des températures qui entraîne la possibilité de précipitations sous forme neigeuse. Une légère rétention nivale est sensible en début d'année (janvier et février, voire mars) dans certains régimes hydrologiques des hauts bassins vosgiens (figure 1-8).

Figure 1-8 : Régime hydrologique de la Moselotte marqué par une légère rétention nivale en février.



5. Les prélèvements en eau superficielle dans le bassin Rhin-Meuse (cf. encadré 1-4)

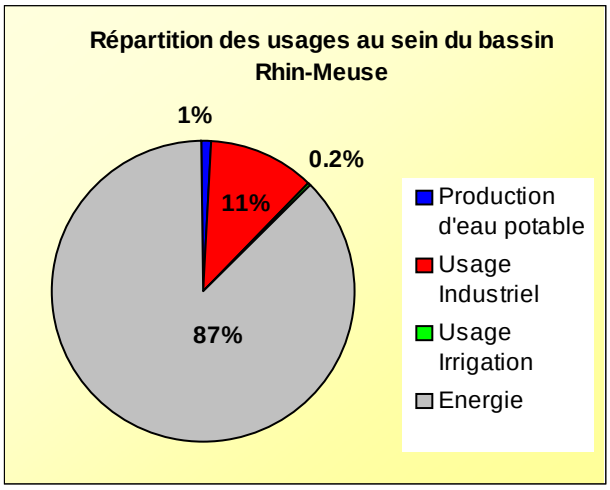
En France, les principales activités consommatrices d'eau superficielle sont la production d'eau potable, la production d'énergie (refroidissement des centrales thermiques et nucléaires), l'industrie et l'irrigation. La production d'énergie constitue l'activité la plus consommatrice d'eau à l'échelle nationale, avec 70 % des prélèvements d'eau superficielle. L'irrigation se situe au deuxième rang avec 13 %. Les besoins en eau potable et l'industrie ne représentent que 8 % chacun. Ces chiffres sont cependant à mettre en regard des volumes consommés, car certaines activités, notamment l'irrigation, ne restituent qu'une maigre part à la ressource, alors que d'autres, par exemple l'industrie, rendent quasiment l'intégralité des volumes prélevés.

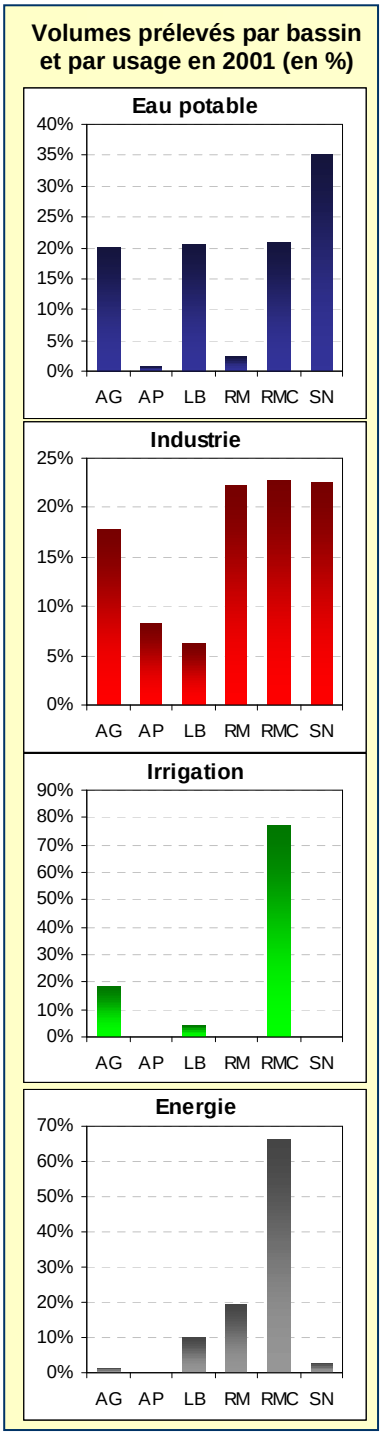
ENCADRE 1-4

Les prélèvements en eau superficielle en France et dans le bassin Rhin-Meuse

Volumes prélevés par bassin et par usage en 2001 (en milliers de m³)
Source : Agences de l'Eau sauf irrigation (RNDE)

	Eau potable	Usage Industriel	Usage Irrigation	Energie
Adour-Garonne (AG)	455645	386221	670609	281104
Artois-Picardie (AP)	16753	180934	1355	1479
Loire-Bretagne (LB)	465722	134977	154060	1909207
Rhin-Meuse (RM)	53106	481941	9130	3705905
Rhône-Méditerrannée-Corse (RMC)	473773	493818	2813768	12704999
Seine-Normandie (SN)	787669	491809	8786	539278
France	**2252668**	**2169700**	**3657708**	**19141972**



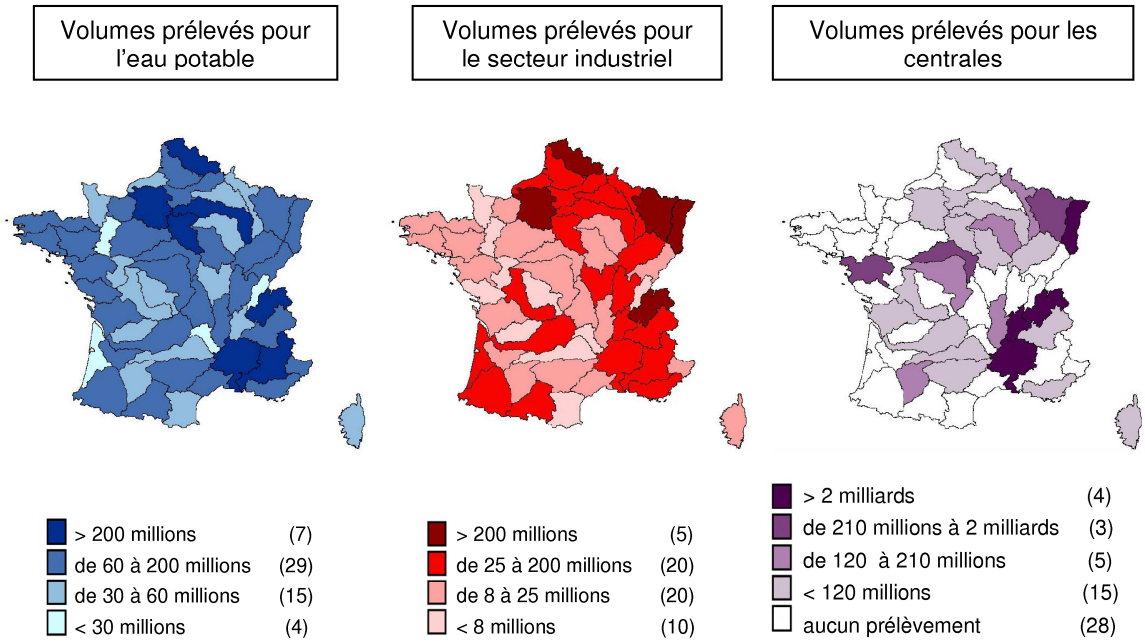


Source : Les prélèvements d'eau en France en 2001, Rapport RNDE, Mars 2004.

Les volumes prélevés sont variables. Dans le bassin Rhin-Meuse, les principaux enjeux sont liés à l'alimentation en eau potable des agglomérations de Nancy et de Metz. Les prélèvements liés à l'irrigation apparaissent globalement faibles. Pour la production d'énergie (figure 1-9), le bassin Rhin-Meuse se situe en deuxième position (près de 4 milliards de m^3) essentiellement du fait des centrales thermiques et nucléaires sur la Moselle, la Meuse et le Rhin (Cattenom, Chooz et Fessenheim). La

centrale nucléaire de Cattenom, sur la Moselle, représente 8 % de la production nationale d'électricité (Chooz 3 % et Fessenheim 2,5 %) et ne consomme que 100 millions de m^3 par évaporation ; l'essentiel des prélèvements pour le refroidissement des centrales est restitué (centrales thermiques).

Figure 1-9 : Volumes totaux (eaux souterraines + eaux superficielles) prélevés par bassin versant RNDE en 2001 (en m^3) – *Source : Rapport RNDE, 2004.*



Les enjeux en période de sécheresse dans le bassin Rhin-Meuse sont, en définitive, liés à :

- l'approvisionnement des centrales nucléaires de Cattenom et Chooz (renforcé, pour la Moselle, par la construction du barrage réservoir de Vieux-Pré) ;
- l'alimentation en eau potable des deux grandes agglomérations prélevant directement dans le réseau de surface ;
- la production hydroélectrique ;
- l'irrigation : les pompages en nappe sont de plus en plus nombreux et incontrôlés ;
- la navigation ;
- certaines activités touristiques notamment autour des plans d'eau, la pêche, etc. ;
- et enfin la qualité de l'eau des cours d'eau et ses conséquences sur les milieux aquatiques.

IV. Les données hydro-climatiques

La matière première de cette recherche comprend essentiellement des données de débits, de précipitations et d'évapotranspiration aux pas de temps mensuel et journalier.

La préparation des données a essentiellement concerné la vérification des chroniques et la spatialisation des données de précipitations par bassin versant pour l'alimentation des modèles hydrologiques.

1. Les données hydrométriques

Les données hydrométriques proviennent de la banque nationale de données pour l'hydrométrie et l'hydrologie : la Banque HYDRO[1]. La banque HYDRO est un service géré par l'état (Ministère de l'Ecologie, du Développement et de l'Aménagement durables) qui met notamment à disposition une base de données des débits instantanés, journaliers et mensuels.

Le choix des stations hydrométriques est contraint par deux critères : la disponibilité et la fiabilité des données. Il est nécessaire d'avoir des chroniques de débits suffisamment longues, et de préférence communes aux données climatologiques utilisées. La période commune d'enregistrement des données la plus longue correspond à la période 1971-2003. 63 stations hydrométriques ont été retenues bien que quelques-unes d'entre elles laissent apparaître des lacunes dans leurs chroniques. Le choix strict de chroniques journalières complètes sur la période 1971-2003 aurait réduit le réseau hydrométrique à 17 stations. De plus, parmi les stations retenues, certaines montrent des lacunes durant la période de hautes eaux, ce qui est moins gênant dans le cadre de notre recherche. Les postes retenus figurent sur la carte de la figure 1-10. En ce qui concerne la fiabilité des données, pour certaines stations, l'expérience a pu montrer à plusieurs reprises des problèmes d'hydrométrie, mais dans la plupart des cas il s'agit d'erreurs isolées. Malgré tout, l'analyse des débits doit être réalisée avec précaution car la qualité de la relation hauteur-débit se détériore facilement pour les faibles débits de période chaude.

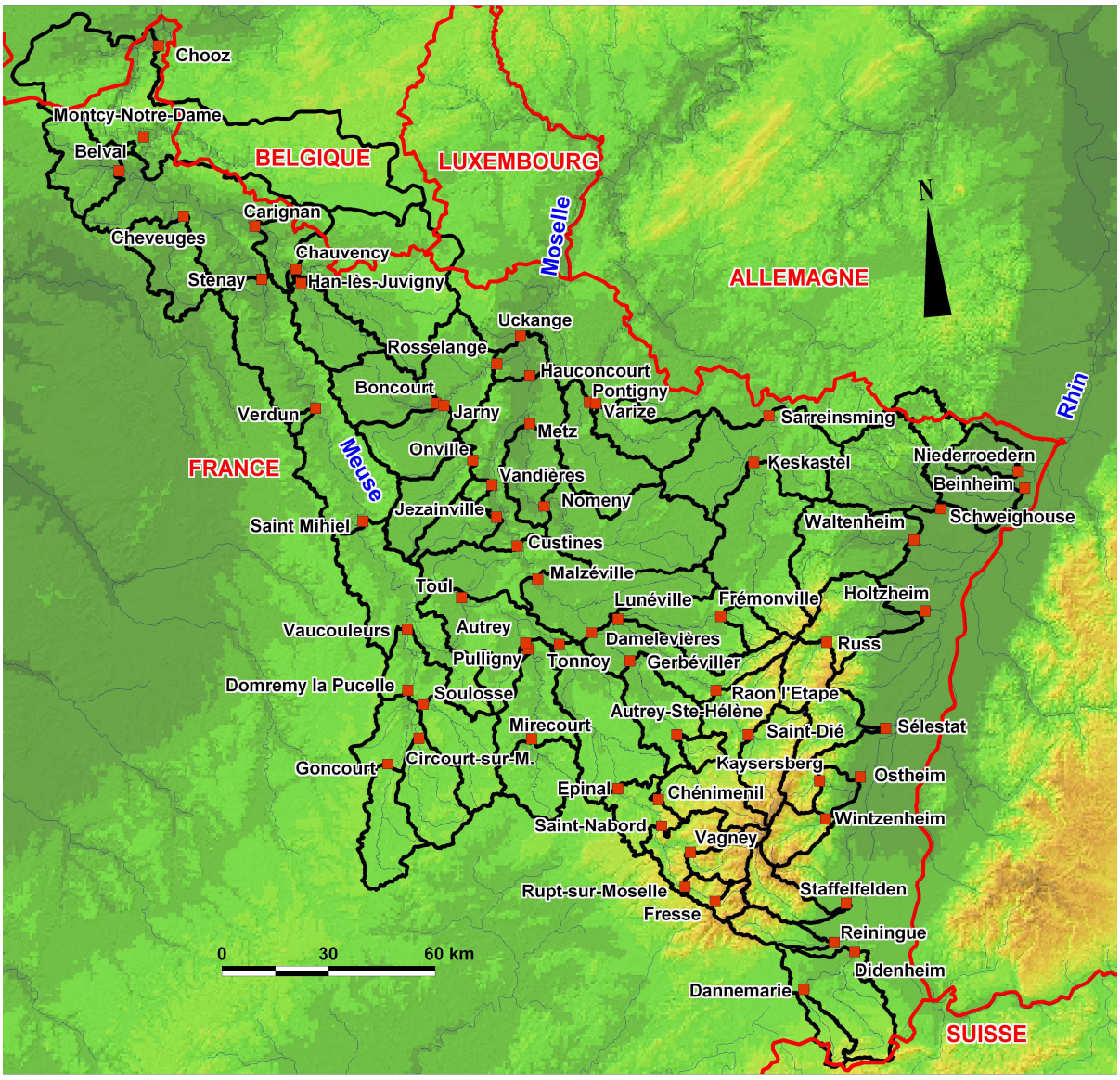
Par ailleurs, l'importance des aménagements anthropiques contraint à retenir un nombre important de cours d'eau aux débits pouvant être influencés en étiage. Si les volumes prélevés et rejetés dans le réseau hydrographique peuvent être estimés de manière globale à l'échelle du bassin Rhin-Meuse, ponctuellement, pour une station hydrométrique, on ne peut pas quantifier avec précision ces influences. L'analyse des débits doit donc être faite avec vigilance, notamment pour les cours d'eau qui connaissent des soutiens d'étiage. Ceux-ci sont connus, mais les volumes lâchés ne le sont pas de manière précise. Certaines méthodes utilisées plus loin (cf. chapitre 3, méthode du CUSUM et des moments linéaires) ont permis de mettre en évidence les stations pour lesquelles les erreurs semblent récurrentes ou liées à des influences anthropiques.

L'annexe 1-1 précise, par bassin versant, les principales activités anthropiques pouvant influencer les débits des cours d'eau. Malgré le nombre élevé de stations subissant des perturbations liées à l'homme ou des incertitudes de mesures, nous choisissons de conserver l'intégralité de l'échantillon initial. D'une part, le retrait systématique des stations influencées réduirait trop notre échantillon, en

[1] Site Internet : http://www.hydro.eauFrance.fr/

supprimant notamment les grands bassins versants (en particulier toute la Moselle aval). D'autre part, aucune procédure ne nous permet de déterminer de manière certaine les cours d'eau aux débits douteux. La taille de l'échantillon mais aussi sa diversité peuvent même présenter un avantage. Cette diversité doit en effet permettre de tester la validité des méthodes mises en œuvre, notamment lors de la modélisation, en vérifiant par exemple si des incohérences apparaissent en étiage, notamment pour les cours d'eau bénéficiant de soutiens.

Figure 1-10 : Localisation des stations hydrométriques.



2. Les données climatiques

Deux types de données sont nécessaires à cette étude : les précipitations et l'évapotranspiration. Compte tenu de l'étendue du domaine d'étude et de la variabilité spatiale des précipitations (les

précipitations s'échelonnent en moyenne de 750 mm à 2200 mm), un soin particulier a été apporté à l'estimation des précipitations moyennes par bassin versant, notamment car elles constituent une donnée d'entrée des modèles hydrologiques abordés en quatrième partie. Elles font donc l'objet d'une spatialisation. Pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) nous utilisons la donnée aux postes fournie par Météo France. Il s'agit d'une ETP calculée à partir de la formule de Penman (1948).

2.1. Les précipitations

Les précipitations nous sont nécessaires à deux fins : vérifier l'absence de leur influence lors des périodes de tarissement ; quantifier leur rôle dans l'apparition et la sévérité des étiages, principalement à l'aide de la modélisation.

Nous ne reviendrons pas sur la vérification des chroniques de précipitations réalisée classiquement par corrélations poste à poste. L'objet de cet élément de chapitre est d'exposer les méthodes utilisées pour le calcul de la pluie moyenne par bassin versant. Cette étape de la spatialisation est nécessaire à deux niveaux :

- pour vérifier s'il a plu sur un bassin versant, ou depuis quand il n'a pas plu, ou encore combien il a plu, le plus simple est de recourir au calcul systématique de la pluie moyenne ;
- la mise en œuvre de modèles globaux requiert en entrée une pluie spatialisée.

Cette estimation de la pluie moyenne peut être réalisée à partir de différentes méthodes de spatialisation, depuis des interpolateurs simples de type Thiessen à des méthodes géostatistiques plus complexes. Une estimation précise des précipitations moyennes par bassin versant étant nécessaire, les méthodes de spatialisation qui intègrent le rôle du relief sont préférées. De plus les différences altitudinales au sein du domaine d'étude ne sont pas négligeables (l'altitude moyenne des bassins varie de 187 à 841 mètres) et les massifs, même modestes comme les plateaux du relief de côtes, a fortiori les Ardennes et surtout les Vosges, sont à l'origine d'effets orographiques bien identifiés : augmentation de la pluviométrie accrue sur les versants exposés aux arrivées océaniques d'ouest ou de sud-ouest ; condition d'abri à l'est de ces reliefs.

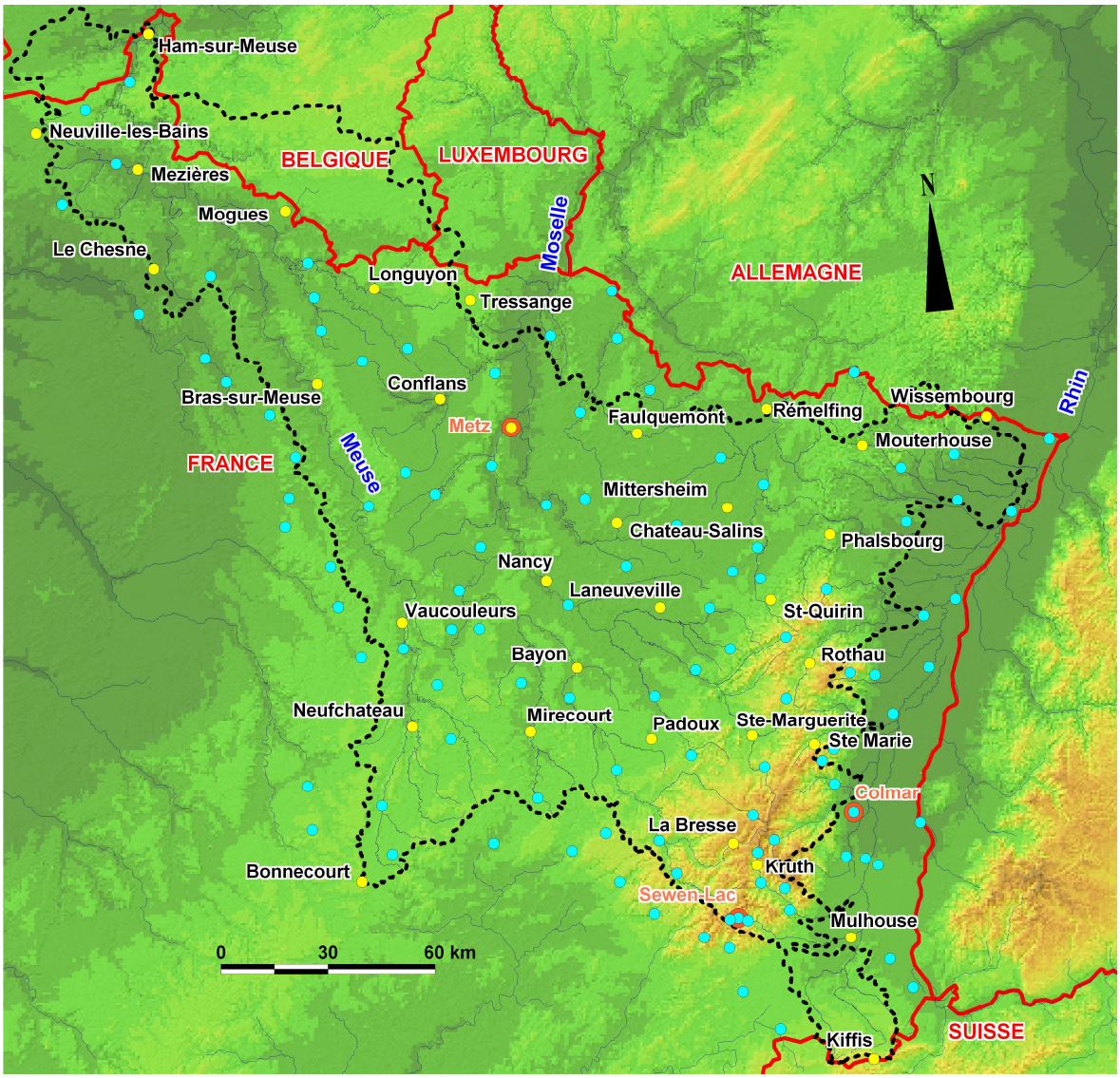
Estimation des précipitations moyennes mensuelles par bassin versant à partir de 142 postes

Une spatialisation des précipitations mensuelles à l'échelle du bassin Rhin-Meuse a été réalisée sur la période 1971-2003 dans le cadre de l'étude PRESAGES (CEGUM – AERM, 2006) : une méthode géostatistique de co-krigeage co-localisé permettant d'établir des grilles de précipitations mensuelles sur tout le bassin Rhin-Meuse, à partir de 142 stations pluviométriques (cf. figure 1-11) et d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT), a été mise en œuvre. La spatialisation a été réalisée en mois particuliers, aboutissant à 396 grilles, une pour chaque mois de la période 1971-2003. Les précipitations moyennes mensuelles fournies par ces grilles servent au calcul des précipitations moyennes par bassin versant.

Estimation des précipitations moyennes journalières par bassin versant à partir de 33 postes

Ce travail nécessite également des précipitations à l'échelle journalière, notamment pour alimenter les modèles journaliers (cf. partie 4, chapitre 10). Or, la mise en œuvre de la même méthode de spatialisation n'est pas envisageable au pas de temps journalier car elle nécessiterait la réalisation de plus de 10 000 grilles. Nous avons donc mis au point une autre méthode utilisant les précipitations mensuelles spatialisées et un réseau pluviométrique moins dense. L'objectif est d'utiliser un nombre de postes minimum mais permettant une estimation suffisamment précise. L'intérêt est de limiter le nombre de données à manipuler et éventuellement à acheter.

Figure 1-11 : Localisation des stations pluviométriques utilisées pour le calcul des pluies moyennes.



Légende

- 142 stations pluviométriques utilisées dans le calcul de la pluie moyenne mensuelle
- 33 stations pluviométriques utilisées dans le calcul de la pluie moyenne journalière
- 3 stations utilisées pour l'analyse du climat (cf. diagrammes ombrothermiques)
- Frontières
- Réseau hydrographique
- Domaine d'étude

L'inconvénient majeur réside dans la diminution du réseau de mesure : de 142 postes pour le pas de temps mensuel nous proposons de passer à seulement 33 postes de données journalières répartis régulièrement sur notre domaine d'étude (figure 1-11). Le choix de ces stations s'est appuyé sur la connaissance expérimentale des postes, mais la sélection de stations synoptiques de Météo France dans ce réseau minimum était imposée pour garantir une disponibilité des données (peu de lacunes) dans un temps très court (critère déterminant dans un cadre opérationnel).

Nous utilisons les résultats issus de la spatialisation des précipitations mensuelles afin de mettre en œuvre des régressions multiples entre les données pluviométriques mensuelles des 33 postes, et les précipitations mensuelles spatialisées par bassin versant sur la période 1971-2003, dans le but d'évaluer leur représentativité. Les régressions multiples portent uniquement sur les précipitations moyennes mensuelles de chaque bassin versant avec les pluies des postes les plus proches.

Les résultats sont satisfaisants puisque les coefficients de détermination r^2 sont quasiment toujours supérieurs à 90 % avec un maximum de 4 postes utilisés dans les régressions (annexe 1-3). Le choix initial des 33 postes semble acceptable. Le poids de chaque station pluviométrique, dans l'estimation de la pluie moyenne des bassins versants, correspond aux coefficients issus de la régression multiple sans constante (cf. exemple : encadré 1-5).

ENCADRE 1-5

<u>Avantage du calcul de la pluie moyenne journalière par les régressions multiples</u>
(Exemple du bassin versant de la Moselle amont à la station de Rupt-sur-Moselle)

Altitude moyenne du bassin : 756 mètres

Pluie moyenne spatialisée : 2184 mm

(co-krigeage co-localisé)

Pluie moyenne régressions multiples : 2175 mm

$P\ Moy._{Rupt} = 0{,}608 \times P_{Kruth} + 0{,}544 \times P_{LaBresse}$

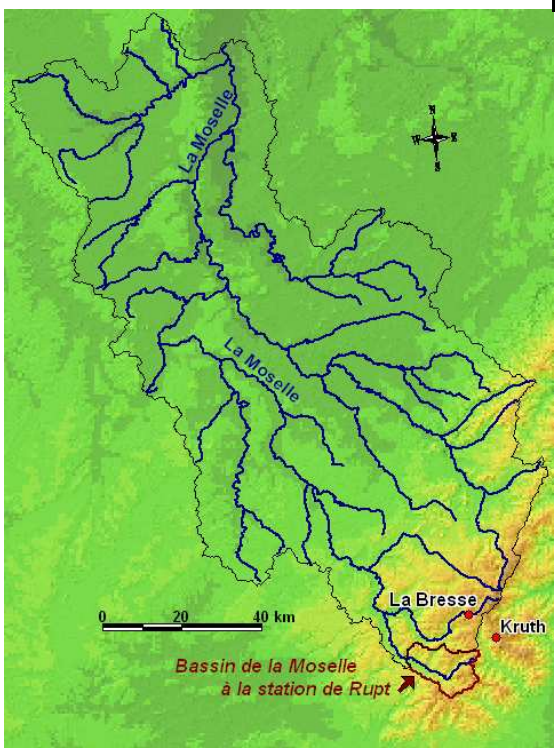
Somme des coefficients pondérateurs > 1 (1.152).

Pluie moyenne Thiessen : 1878 mm

$P\ Moy._{Rupt} = 0{,}338 \times P_{Kruth} + 0{,}662 \times P_{LaBresse}$

La somme des coefficients pondérateurs équivaut à 1.

La pluie moyenne spatialisée de ce bassin versant est supérieure aux précipitations enregistrées aux postes disponibles (La Bresse et Kruth). Les régressions multiples permettent de tenir compte de ces aspects en affectant des coefficients dont la somme peut être différente de 1, à l'inverse de la méthode de Thiessen.



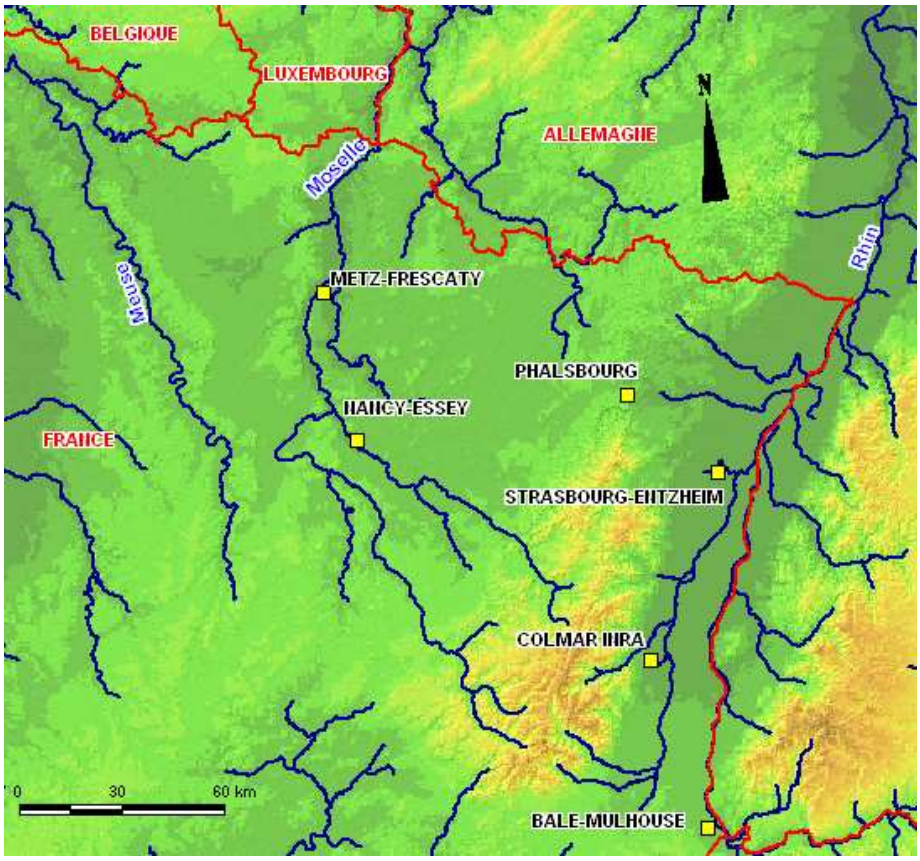
Les régressions multiples testées pour le calcul des pluies moyennes mensuelles par bassin versant sont appliquées aux données journalières afin de constituer la base de données des précipitations moyennes journalières par bassin versant.

2.2. L'évapotranspiration

Pour ce travail, les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) sont utilisées essentiellement lors de la modélisation pluie-débit. En général, les données d'évapotranspiration utilisées dans la modélisation sont des valeurs mesurées aux postes. La spatialisation de certains paramètres utilisés dans les formules de calcul de l'évapotranspiration (tels que la température) pourrait permettre d'estimer l'évapotranspiration moyenne à l'échelle du bassin versant. Ces méthodes sont cependant lourdes à mettre en œuvre et mériteraient un travail à part entière. De plus, quelle que soit la méthode d'investigation retenue, aboutir à une valeur d'évapotranspiration précise à l'échelle d'un bassin versant reste illusoire tant les paramètres et les caractères locaux qui interfèrent sont nombreux. Il s'agit plutôt de s'en approcher.

Les valeurs d'évapotranspiration ne sont donc pas spatialisées. Nous utilisons les données aux postes (figure 1-12) qui peuvent être par la suite corrigées dans les modèles (cf. partie 4).

Figure 1-12 : Localisation des stations d'évapotranspiration potentielle de Météo France.



Conclusion du chapitre 1

La première difficulté d'une analyse des étiages résulte d'un problème de définition. Nous avons pu montrer dans ce chapitre que les définitions sont parfois confuses et qu'en fonction de la définition retenue le phénomène analysé peut varier. Au terme de ce chapitre, les éléments qui nous paraissent importants sont les suivants : les différents aspects de l'étiage peuvent difficilement être résumés par une seule variable ; l'étiage intègre dans sa genèse un processus prédominant, le tarissement ; les débits d'étiage sont donc à rapprocher du débit des nappes souterraines et doivent de préférence être peu influencés par les précipitations ; dans ce contexte, il faut envisager l'absence d'étiage durant certaines années très pluvieuses.

Ce chapitre a par ailleurs permis de souligner, au travers de la présentation du domaine d'étude, les contrastes géologiques des bassins étudiés. Cette diversité doit permettre de mener une approche comparative du fonctionnement des bassins versants en étiage car les conditions géologiques constituent le facteur prépondérant pour expliquer les écoulements en période d'étiage. Pour la suite de cette recherche, une analyse plus détaillée est attendue sur les bassins de référence car ils sont les plus adaptés à cette démarche.

Au total, 63 stations hydrométriques ont pu être utilisées. Les données climatiques sont constituées de 142 postes pour le calcul de la pluie moyenne mensuelle des bassins versants et de 33 postes pour le calcul de la pluie moyenne journalière. Les données d'évaporation sont représentées par 6 postes mais elles n'ont pas fait l'objet d'une spatialisation.

Chapitre 2

Les grandeurs de l'étiage

Sommaire

I. Quelles grandeurs pour caractériser les étiages ?

1. Les débits d'étiage issus de la courbe des débits classés

2. Les débits d'étiage à l'échelle annuelle

II. Choix des grandeurs d'étiage

1. Le VCN_{10} comme grandeur d'étiage fixée par une durée

2. Le débit limite d'étiage

2.1. Le débit modal comme débit limite supérieur des étiages

2.1.1. Justification a priori du débit le plus fréquent comme limite supérieure des étiages

2.1.2. Détermination expérimentale du débit modal

2.1.3. Ajustement de la courbe des débits moyens journaliers à la loi Log normale à 3 paramètres ou « loi de Gibrat »

2.2. Le débit modal : un débit d'étiage ?

III. La pluviométrie comme variable explicative des étiages

1. Les précipitations mensuelles et journalières : deux échelles de travail complémentaires

2. Les précipitations mensuelles cumulées de janvier à juin

3. Les séquences sèches et le nombre annuel de jours sans pluie

L'objet de ce chapitre est de déterminer les variables qui paraissent les plus adaptées pour caractériser les étiages tels que définis précédemment. La sélection de ces variables, que nous qualifions par « grandeurs[2] d'étiage » doit tenir compte des différents aspects évoqués au chapitre précédent et suppose finalement de s'interroger sur les caractères de l'étiage que l'on souhaite analyser.

Le choix de ces grandeurs hydrologiques est assorti d'une réflexion sur les variables pluviométriques associées au phénomène de l'étiage. Le lien entre les débits et les précipitations est en effet évident, mais la relation entre un étiage sévère et une pluviosité faible est rarement simple. L'objectif est de choisir des variables communes à la période d'étiage et d'y ajouter des données enregistrées avant cette période, en particulier durant la période de recharge des nappes.

[2] Grandeur : « quantité qui mesure l'intensité d'un phénomène », Dictionnaire des Trésors de la Langue française

I. Quelles grandeurs pour caractériser les étiages ?

Le choix des grandeurs d'étiage peut dépendre des objectifs d'un travail mais peut également résulter d'une contrainte imposée par un cadre législatif si l'étude est réalisée dans un contexte opérationnel. De nombreuses synthèses bibliographiques recensent de manière assez exhaustive les différentes variables d'étiage existantes (Abi-Zeid et Bobée, 1999 ; Pyrce, 2004 ; Smakhtin, 2001, etc.). On distingue ainsi généralement les variables issues de la courbe des débits classés, qui tiennent compte de tous les débits moyens journaliers disponibles, des variables qui replacent l'étiage dans un contexte événementiel.

1. Les débits d'étiage issus de la courbe des débits classés

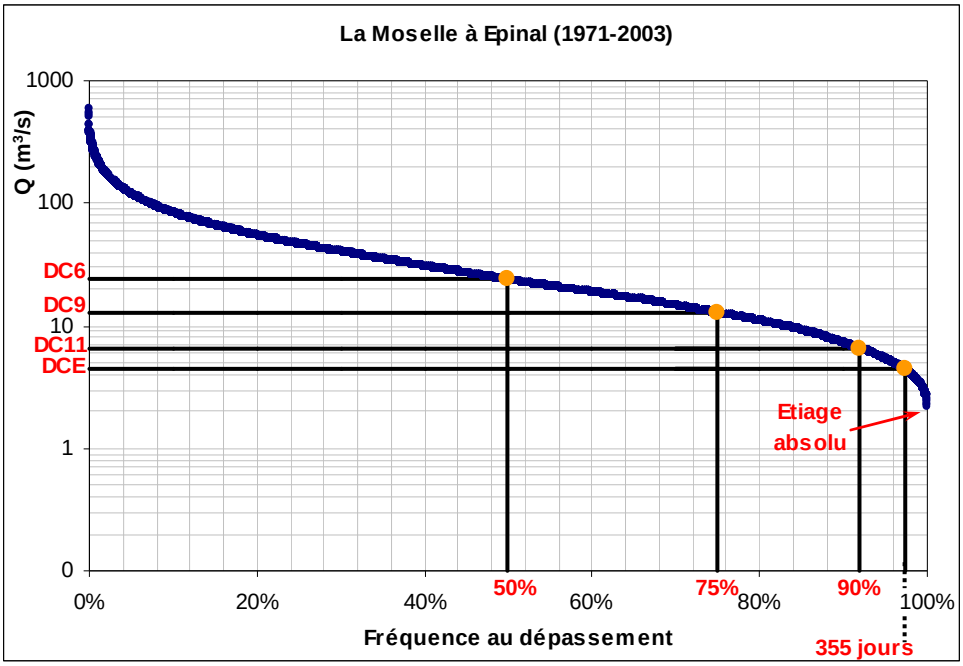
Les grandeurs issues de la courbe des débits classés (figure 2-1) sont appelées débits caractéristiques (ou débits fréquentiels). On recense :

- Le **Débit Caractéristique d'Etiage** (ou **DCE**), qui correspond au débit égalé ou dépassé 355 jours par an ;

- Les **Débits Caractéristiques** de durées 11, 9 et 6 mois : **DC11**, **DC9** et **DC6**, débits dépassés respectivement 335, 274 et 182 jours dans l'année. Ces débits caractéristiques peuvent également s'exprimer en pourcentage puisqu'il s'agit de près des valeurs dépassées 90, 75 et 50 % de l'année ;

- **L'étiage absolu** (ou minimum absolu), qui ne passe pas nécessairement par la courbe des débits classés, mais se fonde de la même manière sur tous les débits moyens journaliers disponibles car il représente le plus bas débit connu d'un cours d'eau.

Figure 2-1 : Courbe des débits classés et débits caractéristiques associés.



Ces valeurs permettent d'aborder les étiages de manière simple, sans traitement statistique élaboré, et de représenter les débits les plus indigents.

2. Les débits d'étiage à l'échelle annuelle

Pour caractériser l'étiage annuel on distingue les variables extraites à partir d'un critère temporel fixe (QMNA, VCN_d et QCN_d) de celles paramétrées par un débit fixe (volumes et durées déficitaires). On distingue par ailleurs les débits d'étiage issus de l'échelle mensuelle, en particulier le QMNA, débit moyen mensuel le plus bas de l'année, préconisé par la loi sur l'Eau (1992), des débits d'étiage calculés à partir des valeurs journalières. La variable d'étiage la plus usuelle correspond au VCN_7[3], choisi notamment aux Etats-Unis et au Canada (Hortness, 2006 ; Pyrce, 2004) comme valeur de référence. Le VCN_7 est cependant moins utilisé en France, la valeur de référence étant le QMNA.

Au pas de temps mensuel : le QMNA

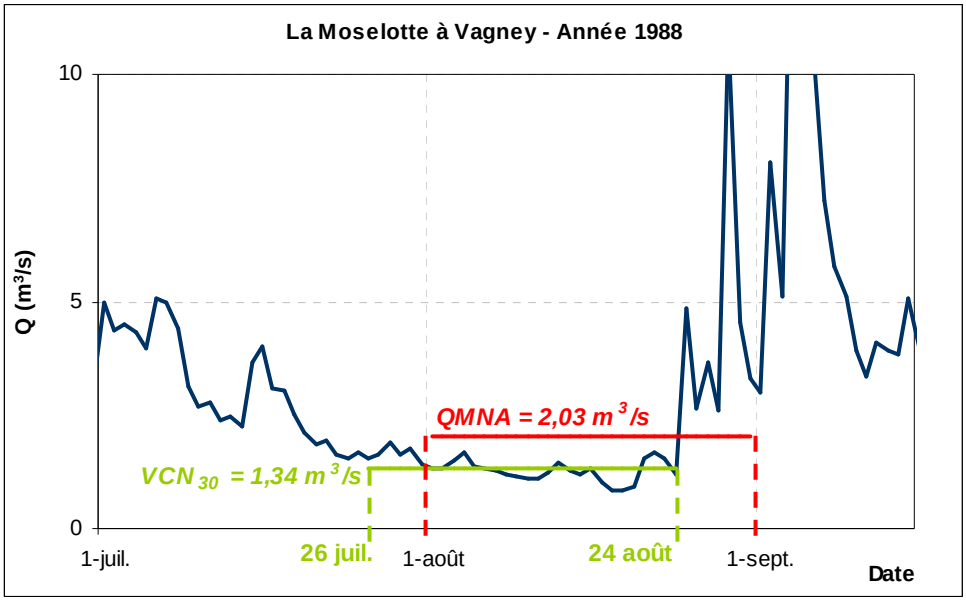
En France, la variable usuellement employée par les services gestionnaires pour caractériser les étiages d'un cours d'eau est le QMNA (débit moyen mensuel le plus bas de l'année). Le débit de référence pour les étiages est fondé sur le QMNA : il s'agit du débit moyen mensuel sec de récurrence 5 ans (noté « QMNA 5 »). Le QMNA de fréquence 1/5ème constitue une valeur réglementaire prescrite par la loi sur l'eau du 3 janvier 1992 pour calculer les dispositifs de rejets et prélèvements en rivière. Ce débit a notamment été défini pour la plupart des cours d'eau du bassin Rhin-Meuse (AERM, 2000).

[3] VCN_7, débit moyen minimum de l'année calculé sur 7 jours consécutifs

A l'origine, le QMNA avait été choisi par commodité, car il s'agit d'une valeur facile à extraire des « annuaires hydrologiques ». Puis, avec l'apparition des grandes bases de données informatisées, l'extraction d'autres valeurs s'est trouvé facilitée. ARHMA, créée en 1971 (Annuaire du Réseau Hydrométrique du Ministère de l'Agriculture), ancêtre de l'actuelle banque HYDRO, constitue la première base de données sur support informatique. Elle permet le stockage des hauteurs d'eau et des courbes de tarage avec pour objectif principal la constitution des annuaires de débits moyens journaliers. Le traitement informatique des séries de données devenant un travail moins fastidieux qu'auparavant, le recours à des valeurs issues de données journalières devient plus usuel.

Le QMNA est certes une valeur facile à extraire, mais elle peut être peu représentative d'un étiage car elle est soumise à l'échelle calendaire. Les débits d'étiage peuvent en effet être observés durant une période chevauchant deux mois, induisant une surestimation du débit d'étiage par le QMNA (exemple figure 2-2). D'autre part, un travail préalable a montré qu'il serait opportun d'utiliser un pas de temps inférieur pour caractériser les étiages des cours d'eau étudiés, afin de limiter l'influence des précipitations (Lang, 2004). La nécessité de compléter les valeurs moyennes déterminées dans un cadre mensuel arbitraire, par des valeurs moyennes d'une série de jours consécutifs, est une idée déjà soumise par Frécaut (1975).

Figure 2-2 : Illustration de la contrainte de l'échelle calendaire associée au QMNA.



Au pas de temps journalier : les VCN_d, QCN_d et les volumes et durées déficitaires (figure 2-3)

- Les **VCN_d** et les **QCN_d** sont des valeurs extraites annuellement en fonction d'une durée fixée *d*. Des moyennes mobiles calculées à partir des débits moyens journaliers sur *d* jours consécutifs aboutissent au calcul des VCN_d, débit moyen minimum sur *d* jours, alors que les QCN_d correspondent au débit maximal non dépassé sur une durée de *d* jours consécutifs. La durée optimale pour le calcul des VCN_d et des QCN_d doit être en relation avec la définition que l'on attribue à l'étiage, mais aussi avec le caractère plus ou moins anthropisé des cours d'eau.

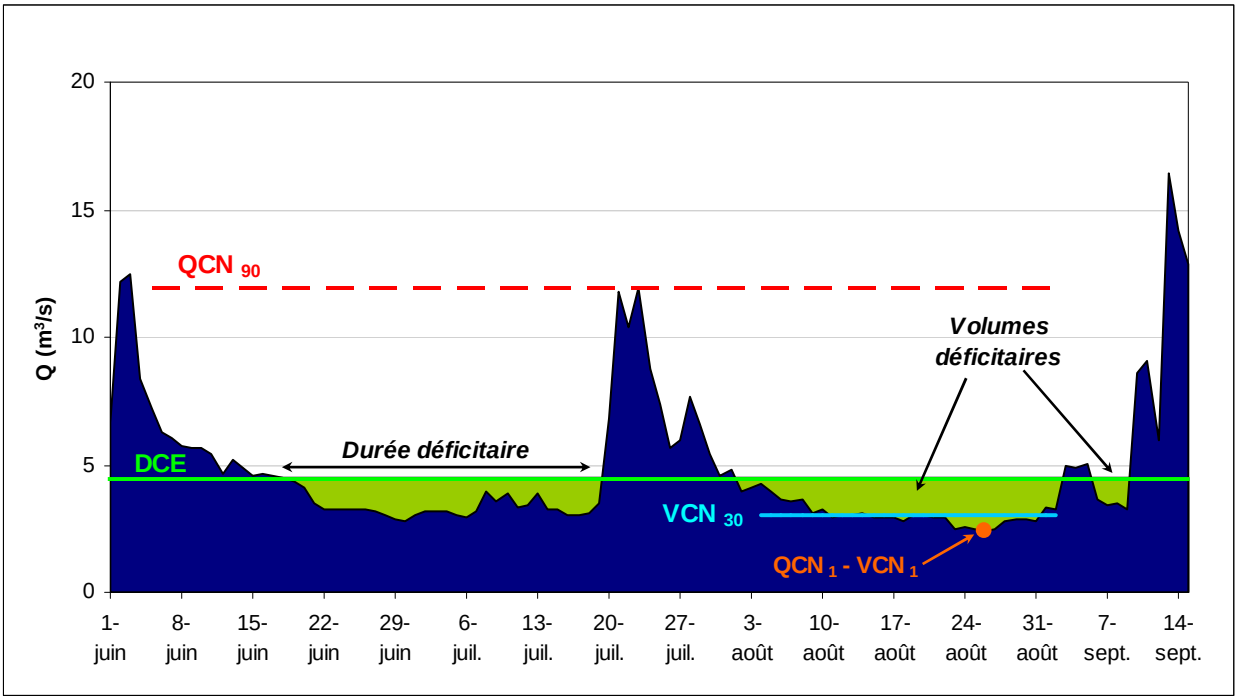
- Les **volumes** et **durées déficitaires** : la seconde approche consiste à fixer une valeur de débit utilisée comme limite afin d'extraire par année les volumes et les durées déficitaires, périodes où les débits sont inférieurs au seuil fixé. La difficulté réside dans le choix d'un seuil adapté qui consiste finalement à définir la limite des débits d'étiage. Le choix de cette limite de débit d'étiage peut s'appuyer sur les débits caractéristiques issus de la courbe des débits classés.

Le tableau ci-dessous (tableau 2-1) résume les différentes variables abordées ci-dessus.

Tableau 2-1 : Tableau extrait de Abi-Zeid et Bobée (1999), modifié.

Critère	Grandeur d'étiage	Définition
Durée calendaire	- QMNA	- Débit moyen mensuel minimum de l'année
Durée	- DCE - DC_x - VCN_d - QCN_d	- Débit non dépassé pendant 10 jours par an - Débits non dépassés *x* % de l'année - Minimum de l'année de la moyenne mobile des débits sur d jours consécutifs - Maximum non dépassé par an de la moyenne mobile des débits sur d jours consécutifs
Débit	- Volume total - Durée totale - Volume maximal - Durée maximale	- Volume total sous un seuil - Durée totale sous un seuil - Volume maximal sous un seuil - Durée maximale sous un seuil

Figure 2-3 : Grandeurs de l'étiage au pas de temps journalier – La Moselle à Epinal en 1976.



Il reste à désigner les variables qui nous paraissent les plus pertinentes. Mais quelles que soient les variables sélectionnées, il s'avère difficile de prendre en considération toute la complexité d'un étiage à travers une seule grandeur.

II. Choix des grandeurs d'étiage

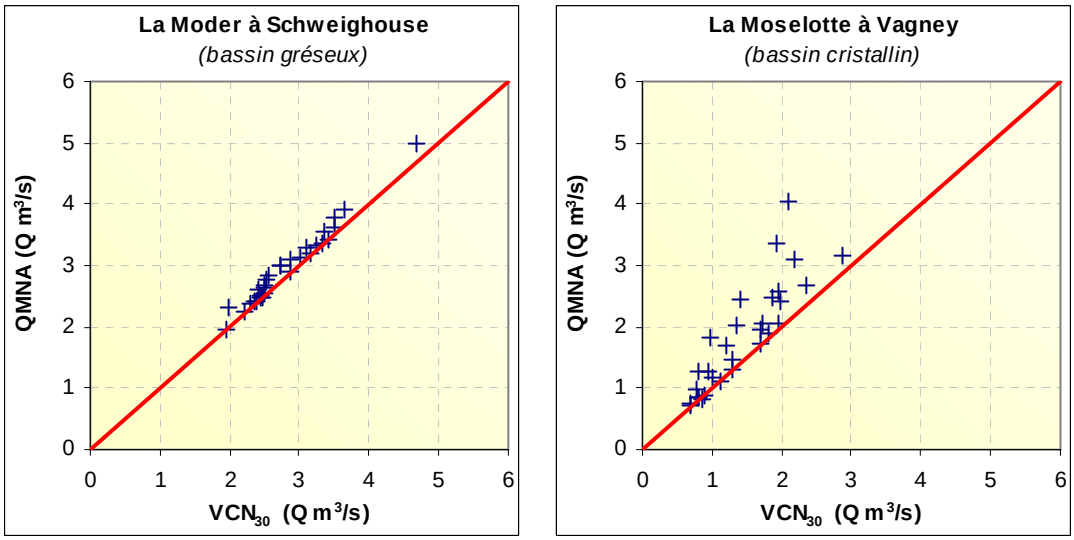
Les variables d'étiage peuvent être, soit fixées par une durée, soit fixées par un débit limite. Le QMNA, qui ne répond ni à l'un ni à l'autre est régulièrement parasité par des épisodes de précipitations, néanmoins, du fait de sa valeur réglementaire, il n'est pas inintéressant de le positionner par rapport aux variables retenues ici.

1. Le VCN_{10} comme grandeur d'étiage fixée par une durée

Parmi les variables qui permettent d'analyser l'étiage annuel, on retient initialement les QMNA, les VCN_d et les QCN_d de durées 1, 3, 5, 10, 15, 20, 60 et 90 jours.

Le QMNA peut être comparé au VCN de durée 30 jours, c'est-à-dire la moyenne mobile la plus faible de l'année calculée sur 30 jours consécutifs. Ces deux grandeurs doivent être très proches (même durée), mais certaines années des écarts importants peuvent apparaître entre elles, comme en atteste la figure 2-4 : pour un bassin versant gréseux aux écoulements pondérés comme la Moder à la station de Schweighouse, les écarts entre les VCN_{30} et les QMNA apparaissent peu importants ; par contre, pour la Moselotte à la station de Vagney, le caractère imperméable du bassin versant, très réactif aux précipitations abondantes sur le massif vosgien, entraîne des écarts importants entre ces deux grandeurs.

Figure 2-4 : Corrélations entre les VCN_{30} et les QMNA.



Pour désigner parmi toutes les variables celle qui caractérise le mieux l'étiage sous nos climats, nous proposons de recourir à une analyse des rangs de la sévérité de l'étiage.

Analyse des rangs

Les différentes variables représentant les débits d'étiage peuvent être triées afin d'identifier les années les plus sévères. On assigne ensuite à chaque valeur le rang qu'elle représente. Or, lorsque l'on classe les valeurs de débits d'étiage, on constate que le rang d'une même année peut varier en fonction de la variable retenue. Cela signifie donc qu'en fonction de la variable considérée, la fréquence expérimentale d'apparition d'un étiage peut changer (cf. tableau 2-2).

Tableau 2-2 : Rangs des étiages en fonction des différentes variables retenues, (Exemple de la Mortagne à la station de Gerbéviller).

Le tableau indique, par année, le rang de la variable ; les trois premiers rangs sont mis en évidence par les couleurs suivantes :

Rang 1
Rang 2
Rang 3

	QMNA	QCN 1	VCN 1	QCN 3	VCN 3	QCN 5	VCN 5	QCN 10	VCN 10	QCN 15	VCN 15	QCN 20	VCN 20	QCN 30	VCN 30	QCN 60	VCN 60	QCN 90	VCN 90
1971	17	22	22	24	22	24	24	19	24	18	21	14	20	13	19	6	13	8	14
1972	21	29	29	29	29	28	29	25	28	25	27	20	26	16	24	10	20	30	24
1973	5	5	5	8	7	8	8	7	7	4	5	5	5	4	5	13	5	5	4
1974	3	2	2	1	1	3	1	6	3	5	3	4	3	3	3	4	4	11	5
1975	13	21	21	20	21	20	20	18	20	16	20	15	17	11	15	17	14	7	10
1976	2	1	1	2	2	1	2	1	1	1	1	1	1	2	1	2	2	2	2
1977	7	19	19	18	18	18	18	13	18	11	17	10	16	6	12	5	6	9	12
1978	11	3	3	3	3	2	3	3	2	15	6	13	7	8	7	7	9	4	7
1979	30	25	25	25	25	25	25	28	25	27	28	27	27	28	27	29	28	29	23
1980	27	26	26	26	26	27	26	30	30	29	29	29	28	29	28	32	31	33	33
1981	25	24	24	23	23	21	22	22	22	21	22	17	22	14	20	19	21	16	22
1982	16	14	14	15	16	15	16	11	14	13	14	23	19	17	18	31	24	27	21
1983	9	13	13	13	13	13	13	10	15	12	11	9	10	5	8	12	7	13	8
1984	10	10	10	9	10	11	11	9	9	14	9	12	8	20	13	23	15	15	15
1985	4	8	8	7	8	7	7	5	6	3	4	3	4	9	4	3	3	3	3
1986	23	7	7	6	6	6	6	4	5	9	7	22	11	22	16	26	17	28	26
1987	26	28	28	28	28	26	28	26	26	22	25	19	24	30	26	22	25	31	27
1988	24	30	30	30	30	29	30	27	29	24	26	21	25	21	25	14	19	21	19
1989	14	19	19	19	19	17	19	14	19	8	16	8	14	15	14	8	8	26	13
1990	22	18	18	21	20	22	21	24	23	23	23	26	23	24	23	30	23	25	20
1991	15	16	16	12	14	12	12	15	13	17	13	16	15	12	10	9	10	6	6
1992	6	9	9	9	9	9	9	8	8	6	8	7	6	10	6	25	11	22	9
1993	18	12	12	14	12	19	14	16	12	10	10	11	9	18	11	24	18	18	17
1994	28	23	23	22	24	23	23	21	21	26	24	31	29	33	29	33	30	32	30
1995	8	17	17	17	17	16	17	12	16	7	12	6	13	7	9	15	16	10	16
1996	12	10	10	11	11	10	10	17	10	19	15	18	12	19	17	11	12	20	11
1997	19	15	15	15	15	14	15	20	17	20	19	24	21	23	21	16	22	12	18
1998	29	31	31	31	31	31	31	31	31	30	31	28	30	25	30	18	29	19	29
1999	31	32	32	32	32	32	32	32	32	30	32	30	32	27	31	20	27	14	25
2000	20	5	5	5	5	5	5	23	11	28	18	25	18	26	22	21	26	24	28
2001	32	27	27	27	27	30	27	29	27	32	30	33	31	32	32	28	32	23	31
2002	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	32	33	31	33	27	33	17	32
2003	1	4	4	4	4	4	4	2	4	2	2	2	2	1	2	1	1	1	1

La variation des rangs induite par le changement de la variable d'étiage peut en partie être reliée au problème de la durée de l'étiage. Un événement peut en effet être sévère, mais sur une courte durée et donc être peu représentatif d'une situation d'étiage. Au contraire, les débits d'étiage peuvent être moins bas mais sur une durée plus longue et finalement plus pénalisante. Pour l'exemple de la Mortagne à la station de Gerbéviller, illustré par le tableau 2-2, on constate que l'étiage de 2003 s'inscrit plutôt sur la durée en terme de sévérité.

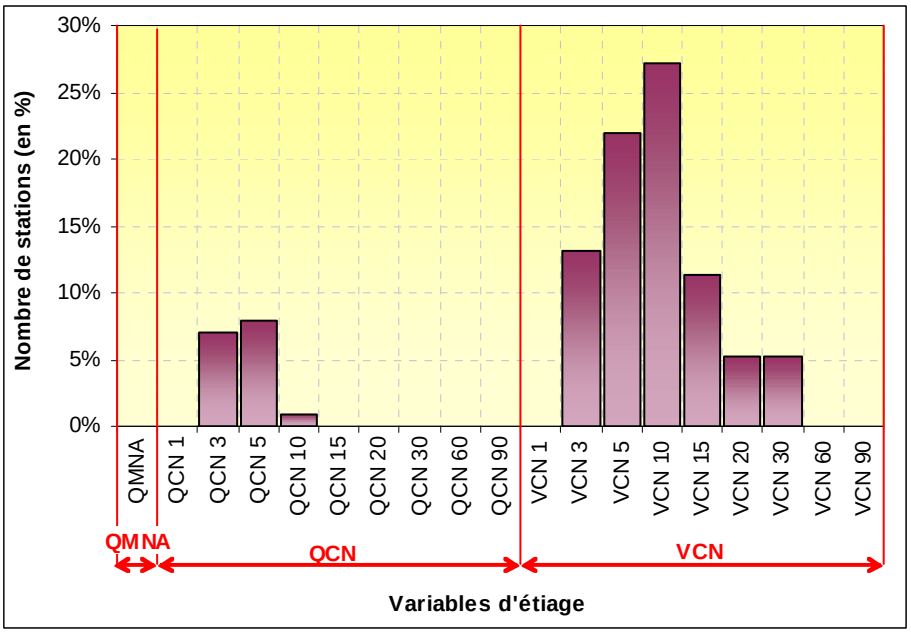
Afin de quantifier cette variabilité, nous proposons de réaliser des corrélations de rang. L'objectif est de déterminer les variables qui aboutissent à des classements des étiages annuels similaires. Il nous semble qu'opter pour une variable mal corrélée avec toutes les autres n'est peut être pas opportun, car sa singularité marque sans doute un problème d'échantillonnage : ces valeurs de débits ne sont peut être pas représentatives d'une situation d'étiage. On peut a priori penser que la variable dont les rangs se corrèlent le mieux avec toutes les autres peut être considérée comme la plus synthétique et la plus représentative donc finalement la plus objective. Les corrélations de rang sont fondées sur le calcul du tau de Kendall.

Le tau de Kendall

Le calcul du tau de Kendall, consiste à classer les valeurs de débits et à calculer leurs rangs ; une fois les rangs calculés, le test classe l'une des deux variables sur ces rangs et s'intéresse au nombre de fois où la deuxième respecte le même ordre de classement. Puis, pour chaque couple de valeurs dont l'ordre du premier classement concorde avec celui du second, on attribue la valeur +1 ; si le classement est différent, on affecte la valeur -1. Le tau de Kendall est alors calculé en se fondant sur la somme de ces scores. Cette méthode est notamment décrite par Benavent (2001).

Le tau de Kendall est calculé pour l'ensemble des couples de variables et cette opération répétée pour l'ensemble des stations étudiées. En définitive, les VCN_5 et les VCN_{10} montrent généralement les meilleurs résultats et apparaissent comme étant les variables les mieux corrélées avec toutes les autres. Une matrice de corrélation linéaire entre toutes les variables a donné des résultats comparables. La figure ci-dessous (figure 2-5) synthétise les résultats du tau de Kendall pour l'ensemble des bassins versants. Elle indique, pour chacune des variables, le pourcentage de cas où il est le plus élevé.

Figure 2-5 : Synthèse du tau de Kendall pour l'ensemble des stations étudiées : on retient, par station, la variable d'étiage qui se corrèle le mieux avec toutes les autres (variable aux tau de Kendall les plus élevés).



Les VCN de durées 5 et 10 jours représentent ensemble les variables dont les rangs se corrèlent le mieux avec toutes les autres dans 50 % des cas. Le QCN semble par contre peu représentatif de l'étiage sauf pour les durées de 3 et 5 jours : la notion de débit maximum d'une période n'est donc, sans surprise, manifestement pas pertinente pour les étiages. Par ailleurs, les durées trop longues rejoignent les critiques faites au QMNA, intégrant quasi inéluctablement des épisodes pluvieux.

Choix et critique du VCN_{10}

On peut pousser l'analyse du VCN_{10} qui semble prendre le pas sur les autres grandeurs. Le pas de temps de 10 jours nous semble opportun car il se rapproche des conclusions de l'analyse statistique du nombre de jours sans pluie consécutifs (voir chapitre 4), qui montre que 10 jours constituent une séquence très probable (de fréquence biennale). La probabilité d'avoir des séquences supérieures à 10 jours diminue ensuite rapidement. La durée de 10 jours pour le calcul des VCN pourrait donc garantir des débits stabilisés dans la plupart des cas, ce qui est moins garanti avec des durées plus longues ou le QMNA. A l'inverse, une durée inférieure à 10 jours risque d'accorder trop de poids aux bas débits fréquemment perturbés ou erronés (problème de courbe de tarage). Le VCN_{10} est par ailleurs proche du VCN_7, valeur réglementaire dans de nombreux pays, notamment aux Etats-Unis (Riggs, 1980, cité par Kroll et Vogel., 2002). Enfin Laborde, définit également le VCN_{10} comme l'étiage (1984). Le choix du VCN_{10} se justifie donc et semble apporter, pour cette recherche, le meilleur compromis.

Le VCN_{10} présente toutefois l'inconvénient de rattacher le débit d'étiage à une durée, sans tenir compte des niveaux observés. La sélection des débits d'étiage à partir du seul critère temporel, sans prise en compte des niveaux hydrologiques eux-mêmes, peut paraître insuffisante. De plus, en bornant à une durée théorique de 10 jours, il n'est pas possible d'envisager une analyse de la durée de l'étiage. L'usage du VCN_{10} apparaît donc comme une grandeur pratique, cohérente avec les contraintes climatiques, mais qui ne répond toutefois pas à la question : « qu'est-ce qu'un débit d'étiage ? ». Il nous semble pourtant opportun de tenter d'y répondre en proposant une limite aux débits d'étiage. Comme le souligne d'ailleurs Frécaut (1975), « il semble plus satisfaisant de définir une valeur de débit au-dessous de laquelle on peut estimer valablement qu'il y a étiages ». Le recours à un débit limite permet d'appréhender l'étiage différemment, en tronquant par exemple les échantillons de VCN_{10}. La définition d'un débit limite mérite cependant quelques explications.

2. Le débit limite d'étiage

L'analyse des étiages peut donc également être abordée en fixant une limite aux débits et seules les valeurs inférieures à cette limite sont retenues pour la statistique des débits d'étiage. La détermination de ce débit limite, que nous pouvons appeler « débit limite d'étiage », peut s'appuyer sur la courbe des débits classés :

Le débit caractéristique d'étiage (DCE), débit non dépassé durant 10 jours par an, peut être utilisé en tant que débit seuil d'étiage puisqu'il s'agit d'une valeur de débit d'étiage. Les travaux recensés dans la bibliographie, qui s'intéressent à la statistique des volumes et des durées déficitaires, utilisent des valeurs de débits correspondant généralement à des fréquences au dépassement comprises entre 70 et 95 % de la courbe des débits classés (Fleig et al., 2006) : on peut citer Gottschalk et al. (1997) qui se fondent sur le seuil 70 % ou encore El-Jabi et al. (1997) qui ont recours au seuil 90 % ; Tallaksen et al. (1997) réalisent une analyse des durées et volumes déficitaires pour laquelle trois seuils différents sont utilisés : 50, 70 et 90 %.

La définition de la limite entre les basses eaux et l'étiage est difficile à déterminer et s'accompagne dans tous les cas d'une part de subjectivité. Pour cette recherche, nous choisissons de définir cette limite au débit le plus fréquent ou débit modal (au sens du mode statistique).

2.1. Le débit modal comme débit limite supérieur des étiages

2.1.1. Justification a priori du débit le plus fréquent comme limite supérieure des étiages

Il est vrai que la notion de débit le plus fréquent n'est pratiquement pas utilisée. Hall (1968) établit un indice entre le module et la valeur modale. Il constate que la valeur du mode se situe, pour les stations qu'il étudie, (Devon, Royaume-Uni), près de la fréquence 70 % au dépassement sur la courbe des débits classés. Par contre, on trouve quelques publications récentes (notamment Doyle, 2005) dans lesquelles le débit modal est associé à des données de qualité (nutriments).

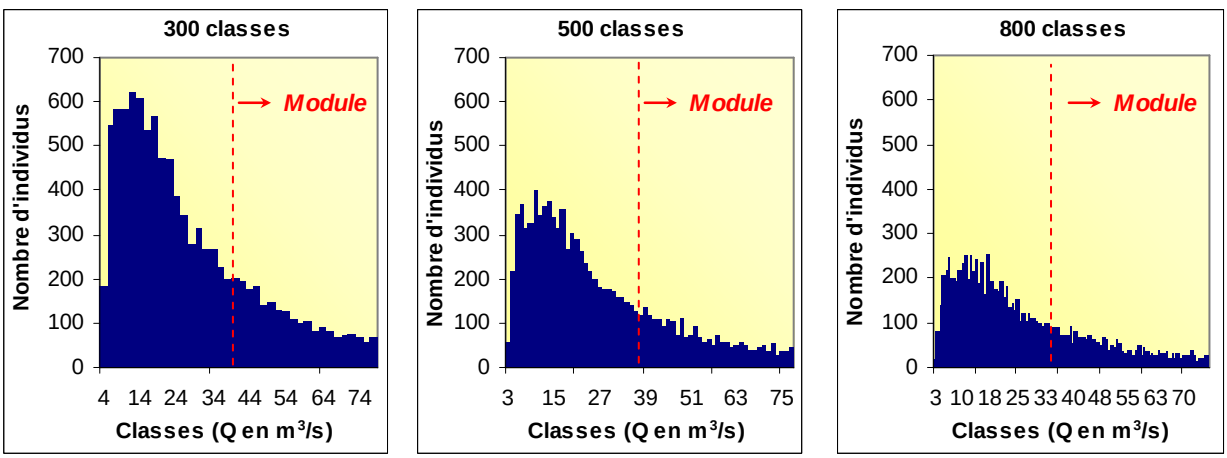
Il est d'usage de caractériser les écoulements d'un cours d'eau par son module. Or, compte tenu de la distribution des débits moyens journaliers très biaisée, cette valeur, bien que représentative de l'abondance du cours d'eau, a peu de probabilité d'apparaître comparativement à des valeurs plus faibles (figure 2-6). Le débit modal constituerait donc le débit le plus probable. Si on pose que les débits d'étiage sont des débits extrêmes, leur caractère exceptionnel impose qu'ils ne peuvent être supérieurs à la valeur de débit la plus « banale ». De même que le module sépare conventionnellement les hautes eaux des basses eaux, le débit modal pourrait donc apparaître comme la valeur maximale acceptable pour l'échantillonnage des débits d'étiage. Ceci posé, il demeure un certain nombre d'interrogations :

- pour une variable continue, le mode n'est pas connu avec précision ;
- le mode a-t-il une probabilité élevée ?
- le mode est-il proche de valeurs de débit d'étiage ?

2.1.2. Détermination expérimentale du débit modal

Les débits moyens journaliers peuvent être représentés par un histogramme où l'on reporte en abscisse les classes de débit et en ordonnée le nombre de jours où les débits de cette classe sont observés (figure 2-6). La lecture de ces histogrammes permet d'isoler rapidement la valeur du débit modal. Cependant, la détermination du mode à partir de ces histogrammes de fréquence est assortie d'une part d'incertitude car celui-ci varie en fonction du nombre de classes fixé a priori (figure 2-6).

Figure 2-6 : Evolution de l'histogramme de distribution des débits moyens journaliers et du débit modal en fonction du nombre de classes imposé – La Moselle à Epinal (1971-2003) – Les distributions n'apparaissent pas dans leur intégralité pour permettre une meilleure observation de la première partie de l'histogramme.



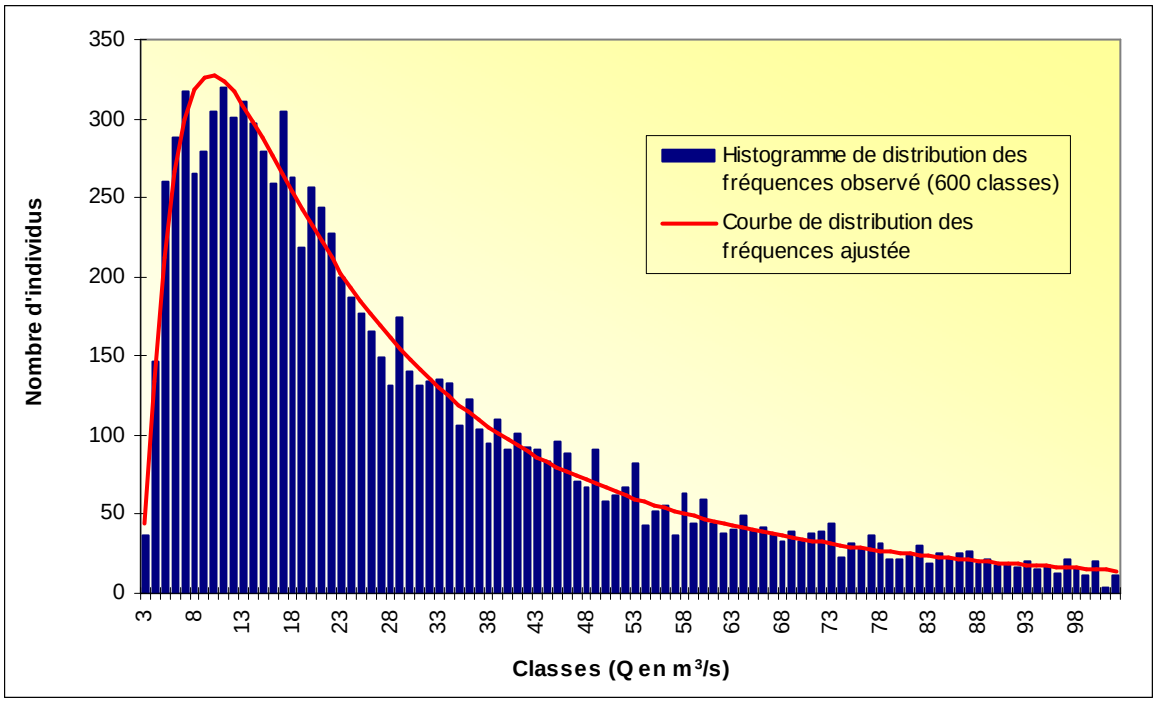
Une première estimation des débits modaux par cette méthode a été réalisée pour notre lot de stations (cf. annexe 2-1). Nous avons fixé arbitrairement le nombre de classes à 600. Pour certaines stations, une classe modale apparaît de manière très marquée (exemple : la Moder à Schweighouse). Pour d'autres, il existerait un ou des modes secondaires, et enfin, pour un nombre limité de stations la classe modale est peu représentative (exemple : Circourt-sur-Mouzon). Ces modes expérimentaux sont confrontés aux modes théoriques issus d'un ajustement statistique.

2.1.3. Ajustement de la courbe des débits moyens journaliers à la loi Log normale à 3 paramètres ou « loi de Gibrat »

La bibliographie traitant de ce sujet est assez ancienne. Plusieurs auteurs ont recherché la loi la plus adaptée à l'ajustement des débits moyens journaliers. Coutagne est le premier à tenter ce type d'approche en proposant de représenter la courbe des débits classés par une exponentielle, mais « l'adaptation est imparfaite » (Réménieras, 1986). En 1932, Gibrat publie des résultats d'application de sa loi à effet proportionnel pour ajuster les débits journaliers des cours d'eau de la Truyère et de la Loire (Gibrat cité par Armatte, 1995). Il démontre ainsi que les débits journaliers s'ajustent bien, dans la plupart des cas, à la loi de Galton qui correspond à une distribution Log normale de la forme : $z = a\log.(q - q_0) + b$. Les trois paramètres caractérisant cette distribution, a, b et q_0 sont interprétés comme « irrégularité, débit moyen et débit minimum » (Armatte, 1995). Cependant, l'utilisation d'un débit minimum pour ajuster les parties basses a fait l'objet de nombreuses controverses (Guillot, 1964 ; Bernier, 1963). Guillot critique par exemple vivement « le déplacement de l'origine en prenant non plus *log q* mais *(log q – q_0)* », procédure qu'il qualifie d'« inacceptable ». Pour lui, « il n'y a aucune raison d'admettre que le débit d'un cours d'eau possède une limite inférieure autre que 0 » (Guillot, 1964). Guillot propose ainsi d'ajuster les débits journaliers aux lois de Halphen. Perron et al. (1996) reconnaissent toutefois que ces lois « ont été jusqu'ici peu utilisées en pratique en raison de la complexité de leur fonction de densité de probabilité et des problèmes numériques associés à l'estimation des paramètres ». D'autre part, la loi de Galton-Gibrat n'ajuste pas toujours très bien les extrêmes des courbes des débits classés notamment les crues (Morlat, 1956).

Pour l'ajustement des courbes de débits moyens journaliers, nous optons néanmoins pour la loi Log normale à 3 paramètres (figure 2-7). En ce qui concerne le débit seuil, nous choisissons de le fixer de manière systématique à 95 % du débit minimum observé. Cette estimation arbitraire est certes contestable, cependant, contrairement à Gibrat ou à Guillot, dont l'objectif était de représenter l'intégralité de la courbe des débits classés, nous nous intéressons ici à la recherche du débit modal. Nous attachons donc moins d'importance à l'estimation du débit minimum qui a pour objet d'ajuster la partie basse et nous acceptons ici que les débits extrêmes ne soient pas toujours bien respectés. De plus, des essais ont montré que l'estimation de q_0 importait peu pour le calcul du mode théorique. Le nombre important de données journalières traitées permet d'utiliser la méthode des moments pour l'estimation de a, b et q_0.

Figure 2-7 : Ajustement de la courbe de distribution des débits moyens journaliers à la loi Log normale à 3 paramètres – La Moselle à Epinal (1971-2003).



Les modes théoriques sont à comparer aux modes expérimentaux. Cependant, pour s'affranchir du caractère « subjectif » de la détermination de l'amplitude et des centres de classes, nous avons fait glisser de manière automatique une classe d'amplitude 0,2 x mode théorique avec un pas de valeur inférieur à 0,1 x mode théorique (ce procédé permet de vérifier l'existence éventuelle de modes secondaires). Le mode expérimental, centre de la classe la plus représentée, a pu ainsi être associé à une fréquence expérimentale. Les résultats pour l'ensemble des stations sont rassemblés en annexe 2-1 et le tableau 2-3 présente les résultats pour les bassins de référence. Dans la plupart des cas le mode théorique est assez proche du mode observé (figure 2-8).

Figure 2-8 : Corrélation entre les modes théoriques et les modes expérimentaux.

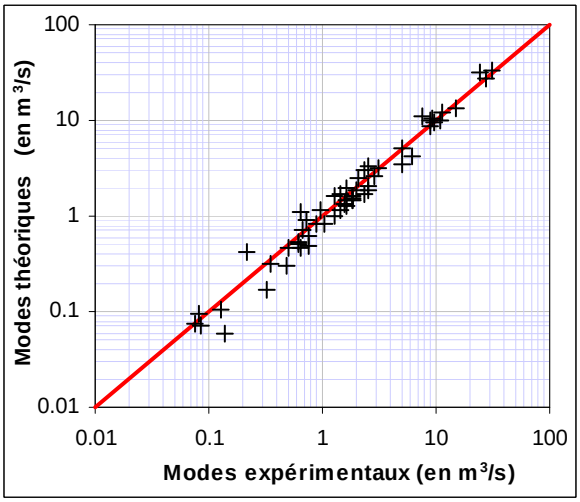


Tableau 2-3 : Modes théoriques et modes expérimentaux des bassins versants de référence et fréquence associée au mode expérimental (en m^3/s) - (la Scance et la Vezouze n'ont pas fait l'objet de cette analyse car elles présentent des chroniques trop courtes).

		Mode expérimental	Mode théorique	Fréquence du mode expérimental
Bassin calcaire	L'Esch à Jezainville	0,130	0,103	4%
Bassins gréseux	La Moder à Schweighouse	3,066	3,131	19%
	La Zorn à Waltenheim	2,846	2,669	15%
	La Sauer à Beinheim	1,801	1,611	13%
	La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène	0,671	0,729	12%
Bassins granitiques (socle) bénéficiant d'apports gréseux	La Moselle à Épinal	9,584	9,315	6%
	La Weiss à Kaysersberg	0,737	0,911	10%
	La Vologne à Cheniménil	2,336	3,035	9%
	La Meurthe à Raon-l'Étape	5,101	5,136	9%
	La Meurthe à Saint-Dié	2,096	2,435	8%
Bassins granitiques (socle du massif ancien)	La Fecht à Wintzenheim	0,978	1,143	6%
	La Moselotte à Vagney	1,961	1,850	6%
	La Moselle à Rupt-sur-Moselle	0,632	1,112	5%
	La Moselle à Fresse-sur-Moselle	0,212	0,431	4%
Bassins imperméables (marnes et argiles)	Le Seltzbach à Niederroedern	0,344	0,315	6%
	Le Loison à Han-lès-Juvigny	0,480	0,296	4%
	L'Orne à Boncourt	0,329	0,170	3%
	La Meuse à Goncourt	0,139	0,059	2%
	Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon	0,084	0,072	2%
	Le Brénon à Autrey	0,029	0,028	3%

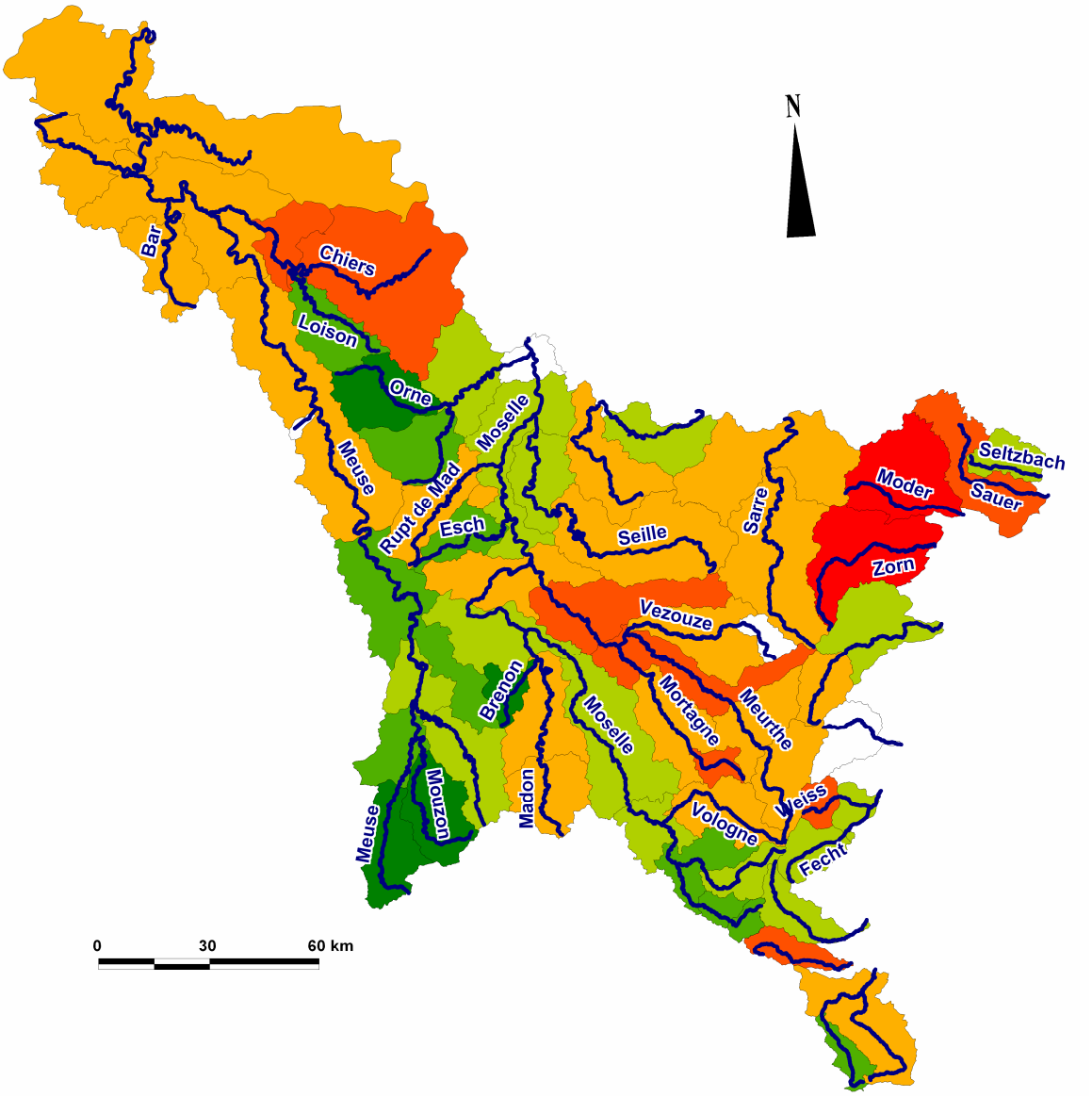
Les écarts les plus importants concernent les petits bassins versants aux débits d'étiage les plus faibles (le Brénon à Autrey, l'Orne à Boncourt, le Loison à Han-lès-Juvigny ou encore la Meuse à Goncourt). D'une manière générale, on constate que l'écart entre les deux modes est d'autant plus important que le mode est peu marqué (cf. paragraphe suivant). Afin d'appréhender la représentativité du débit modal nous nous appuyons sur sa probabilité d'apparition.

Fréquence d'occurrence du débit modal

La carte ci-dessous (figure 2-9) illustre la probabilité d'apparition du débit modal expérimental (centre de la classe modale expérimentale). Cette cartographie des fréquences des modes expérimentaux met en évidence les cours d'eau drainant les aquifères les plus importants, pour lesquels le mode présente une fréquence élevée : on identifie les bassins des Grès vosgiens (la Sauer, la Moder, la Zorn et la Mortagne) et des Grès d'Ardenne (la Chiers). Par ailleurs, on constate que de nombreux bassins montrent des fréquences moyennes : il s'agit généralement, soit des grands bassins versants, soit des bassins anthropisés pour lesquels les débits peuvent être régulés, expliquant un débit modal bien représenté (le Rupt de Mad, la Meurthe, la Moselle aval, etc.). A l'inverse, on identifie les cours d'eau s'écoulant dans des milieux imperméables ou karstiques, pour lesquels le mode montre une probabilité d'apparition très faible : il s'agit notamment de la Meuse amont, du Mouzon, du Brénon, de l'Orne et du Loison, développés dans des milieux marneux et argileux, ainsi que des cours d'eau des Hautes Vosges développés sur le socle du massif ancien (la Moselle amont et la Moselotte). Cette

carte fait ressortir les bassins versants de référence alors que les grands bassins ou les milieux anthropisés montrent des fréquences plus moyennes.

Figure 2-9 : Fréquence d'occurrence du débit modal expérimental.



Légende : Fréquence d'occurrence du débit modal expérimental (en %)

- > 15 %
- 10 % – 15 %
- 8 % – 10 %
- 6 % – 8 %
- 4 % – 6 %
- < 4 %
- Non traité par manque de données

N.B. : Nous avons choisi de représenter les résultats aux stations hydrométriques par les polygones des sous bassins versants : bassin versant total auquel on enlève les bassins versants des stations situées en amont. Ce mode de représentation permet une meilleure lecture visuelle de la carte qu'une représentation ponctuelle ou linéaire mais il est clair que la surface représentée ne correspond pas à la surface réelle sur laquelle les calculs sont réalisés. Toutes les cartes en aplat de couleur sont sujettes à cette contrainte.

La variabilité spatiale de la fréquence du débit modal est donc à relier à la géologie des milieux : pour les cours d'eau s'écoulant dans des milieux gréseux, le soutien par les nappes induit une régularité des débits qui explique un mode très représenté. A l'inverse, les cours d'eau des secteurs imperméables et karstiques présentent des débits irréguliers, peu soutenus et très dépendants des précipitations, expliquant la faible probabilité d'apparition du mode. Outre la variabilité de la fréquence du débit modal, il nous a paru intéressant d'observer la variabilité spatiale du débit spécifique modal.

Un débit spécifique modal indigent pour les bassins peu alimentés, abondant pour les bassins bien alimentés

La carte (figure 2-10) présente des similitudes avec la carte précédente (figure 2-9) au sens où l'on retrouve de la même manière les bassins versants argileux et marneux ou karstiques, en particulier la Meuse amont, le Mouzon, l'Orne, le Brénon et l'Esch. Pour ces bassins, les débits modaux spécifiques sont très faibles et peuvent être inférieurs à 0,5 l/s/km² ! Il n'est pas surprenant que pour ces cours d'eau le débit modal corresponde à un débit aussi bas, puisque l'absence d'importants réservoirs souterrains engendre une diminution rapide des débits dès qu'il ne pleut pas. Pour ces cours d'eau, les niveaux que l'on peut atteindre en étiage peuvent donc être extrêmes, comparativement aux cours d'eau régulièrement alimentés, pour lesquels le débit spécifique modal est élevé (supérieur à 5 l/s/km²). La principale différence avec la carte précédente concerne le lot de bassins versants situés dans les Hautes Vosges et développés sur le socle du massif ancien : pour ces cours d'eau les débits spécifiques modaux apparaissent forts compte tenu du substrat imperméable du milieu, mais l'abondance des précipitations sur le massif (supérieures à 1500 mm) permet une alimentation régulière des cours d'eau, induisant des débits soutenus (supérieurs à 6, voire 8 l/s/km²). Il s'agit des débits spécifiques les plus forts du domaine d'étude.

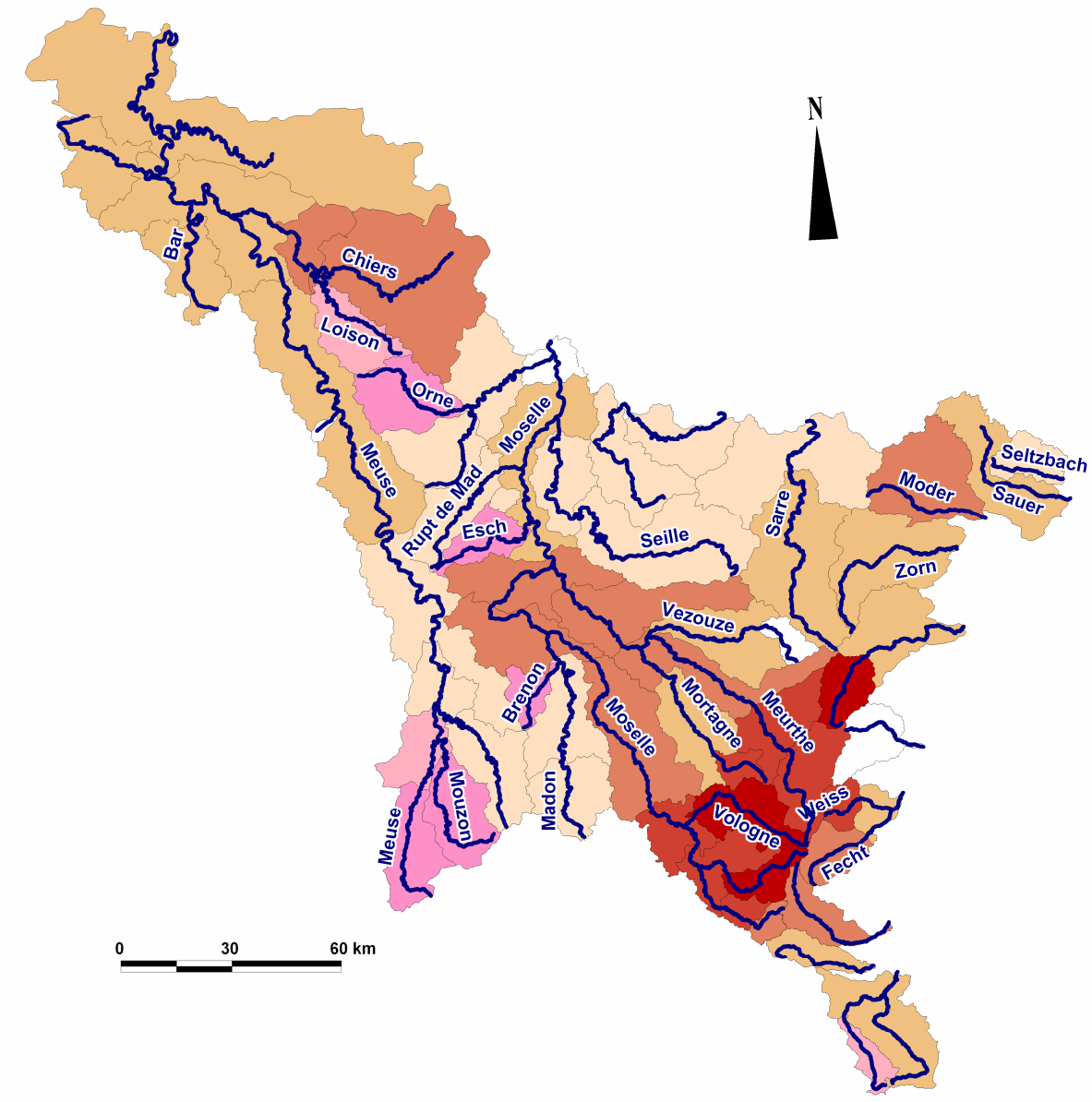
La variabilité des débits modaux, exprimés en débits spécifiques, soulève une question importante : « le débit modal s'apparente-t-il toujours à un débit d'étiage ? ».

2.2. Le débit modal : un débit d'étiage ?

Un débit mal corrélé avec les modules mais bien corrélé avec les débits d'étiage

Les débits modaux sont mal corrélés avec les modules comme en atteste la figure 2-11. Par contre, ils montrent de bonnes corrélations avec des valeurs représentatives de débits d'étiage telles que les QMNA de fréquence ½ ou encore les DC_x, quantiles de la courbe des débits classés (cf. figure 2-12). En observant les graphiques de la figure 2-12, il est possible de rapprocher le débit modal du QMNA de fréquence ½ ou du $DC_{85\%}$. On peut donc en conclure que le débit modal s'apparente bien à un débit d'étiage.

Figure 2-10 : Débit modal théorique exprimé en débit spécifique (l/s/km²).



Légende : Débit modal exprimé en l/s/km²

- > 8
- 6 – 8
- 4 – 6
- 2 – 4
- 1 – 2
- 0,5 – 1
- < 0,5
- Non traité par manque de données

Figure 2-11 : Corrélation entre les débits modaux et les modules.

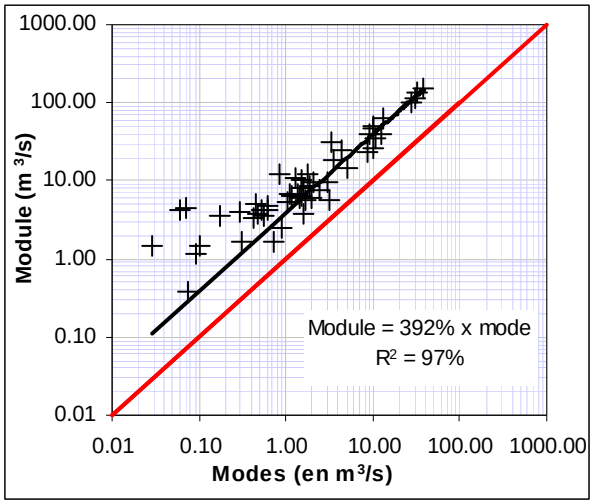
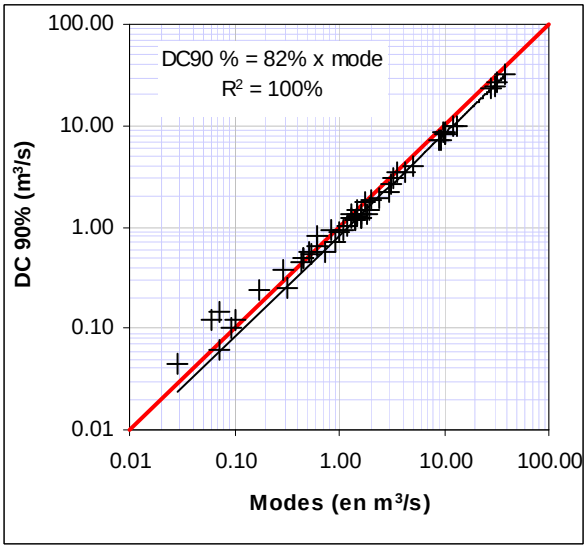
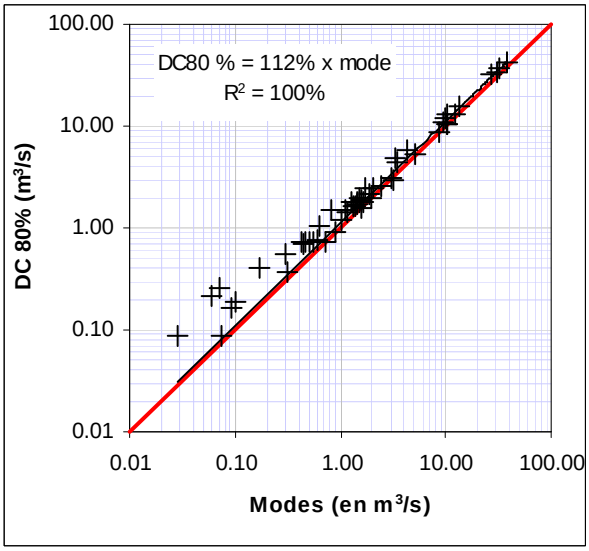
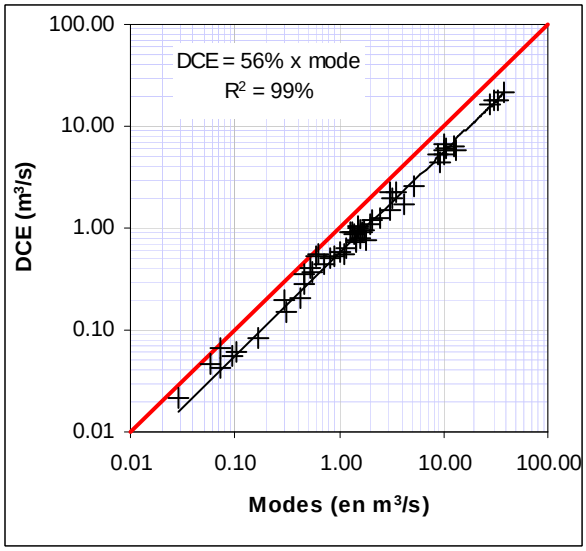
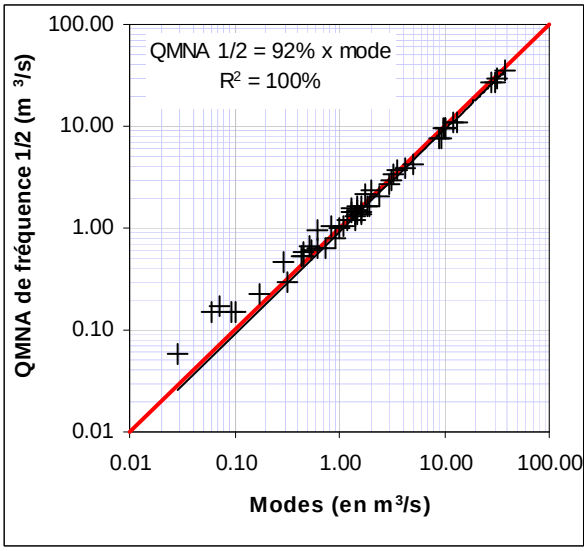


Figure 2-12 : Corrélation entre les débits modaux et des débits d'étiage.





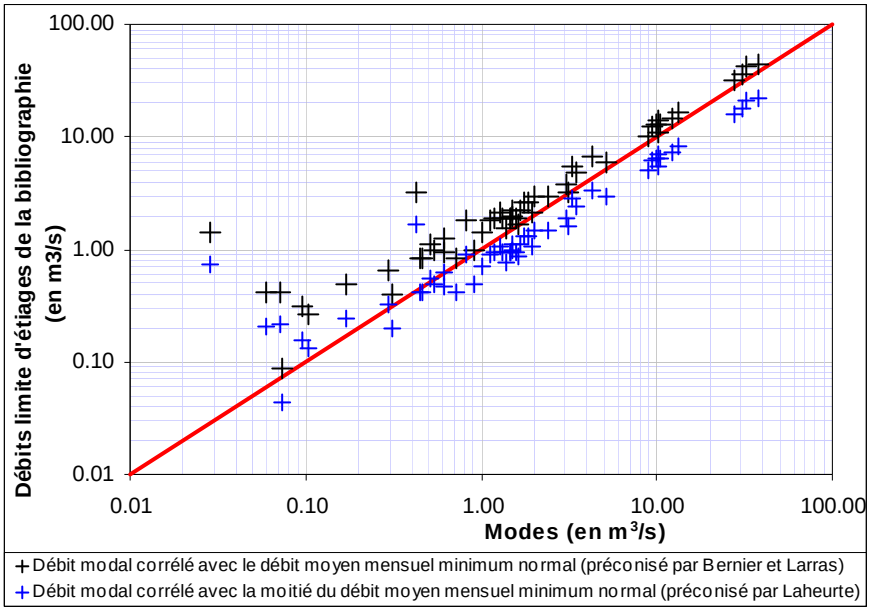




Un débit modal à comparer aux débits limites d'étiage proposés en bibliographie

Pour appuyer ce choix, le débit modal peut également être comparé à des débits limites d'étiage proposés par d'autres auteurs. Bernier ou Larras, cités par Frécaut (1975), indiquent que les débits d'étiage « seraient toujours inférieurs au débit moyen mensuel minimal ″normal″ ». La comparaison entre les débits modaux et les débits moyens mensuels minimaux ″normaux″ de toutes les stations permet de vérifier que les valeurs modales satisfont cette condition (figure 2-13). Laheurte, également cité par Frécaut dans le même article (1975) et qui a travaillé sur les étiages de la Moselle, conclut à une limite, qu'il qualifie de « débit journalier limite d'étiage », fixée à « pratiquement la moitié du débit moyen mensuel minimal ″normal″ ». Le débit modal est par contre généralement supérieur à cette limite plus sévère conseillée par Laheurte puisque seules 18 % des stations ont un débit modal qui lui est inférieur (figure 2-13).

Figure 2-13 : Corrélations entre les débits modaux et des débits limites d'étiage utilisés en bibliographie.



Critique et limite du débit modal

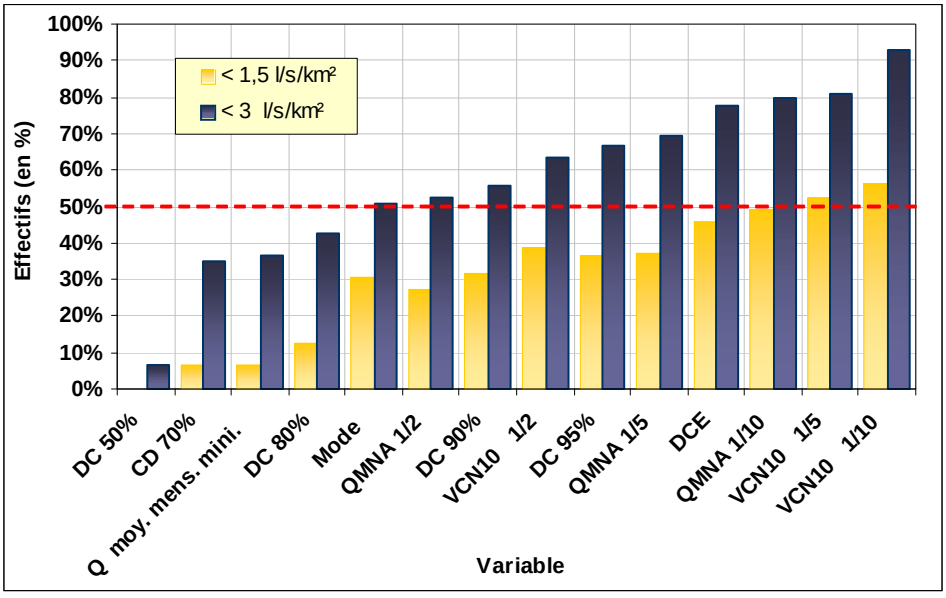
Afin de juger de la pertinence des débits modaux, nous nous appuyons sur les débits spécifiques abordés précédemment. On observe une importante variabilité dans les débits modaux spécifiques et si certains se rapprochent sans conteste de valeurs d'étiage, d'autres, au contraire, paraissent élevés. En s'appuyant sur Pardé (1963) qui considère que « dans le régime pluvial, les valeurs types des étiages extrêmes sont 0,5 à 1,5 l/s/km², on s'aperçoit que seules 31 % des stations sont dans ce cas. Cependant, Pardé propose cet intervalle pour les épisodes qu'il qualifie « d'étiages extrêmes » : si l'on étendait les ordres de grandeur qu'il indique en fixant un seuil à 3 l/s/km², le pourcentage de stations s'élèverait à 51 %.

La réflexion menée autour du débit limite d'étiage n'a pas pour but de désigner les événements exceptionnels. L'objectif est de fixer une limite supérieure pour l'identification des débits relevant des processus associés à l'étiage. Le choix d'un débit limite trop sévère conduirait à une sélection d'événements particulièrement rares et trop peu nombreux pour pouvoir en entreprendre un traitement statistique et en décrire la dynamique. On peut donc accepter l'utilisation du débit modal dans la mesure où celui-ci semble bien se rapprocher d'un débit d'étiage. Par ailleurs, en observant les débits spécifiques d'autres variables d'étiage, on s'aperçoit que ce constat ne se limite pas au débit modal.

Les débits spécifiques des autres variables d'étiage (cf. annexe 2-2)

Plusieurs variables d'étiage ont été transformées en débits spécifiques (les débits fréquentiels des QMNA et des VCN_{10} ont été déterminés par un ajustement à la loi Log normale à deux paramètres, l'objectif étant simplement le calcul des débits caractéristiques d'étiage). Le diagramme ci-dessous (figure 2-14) compare plusieurs variables d'étiage et présente le nombre de stations (en %) pour lesquelles la valeur du débit d'étiage est inférieure au seuil de Pardé, ou au seuil de 3 l/s/km². Ce graphique appelle à différents commentaires :

Figure 2-14 : Les débits d'étiage de 14 variables comparés aux seuils de 1,5 l/s/km² (seuil de Pardé) et de 3 l/s/km² - la statistique indique la part de stations pour laquelle la variable est inférieure à 1,5 ou 3 l/s/km² - (statistique réalisée à partir de toutes les stations).



D'une part, on constate que la limite fixée par Pardé (1,5 l/s/km²) doit vraisemblablement être réservée aux événements extrêmes. En effet, même pour des débits d'étiage très sévères, la part de stations pour laquelle ces débits sont inférieurs à ce seuil ne dépasse guère les 50 % : le QMNA décennal (QMNA 1/10) est inférieur à 1,5 l/s/km² dans 49 % des cas ; le VCN_{10} de fréquences quinquennale et décennale est inférieur à ce seuil respectivement pour 53 et 56 % des stations. En prenant un débit spécifique de 3 l/s/km², on augmente significativement cette part ; cependant il faut, là encore, se référer à des valeurs fréquentielles sévères pour englober une majorité des stations.

Il nous semble inopportun de fixer le débit limite d'étiage à des valeurs caractéristiques de débits d'étiage représentant de trop faibles occurrences. La fonction du débit limite d'étiage est de proposer un seuil à partir duquel on admet qu'une statistique sur les débits d'étiage peut être raisonnablement entreprise. Ce n'est qu'une fois le traitement statistique de cette population opéré que l'on pourra désigner les événements extrêmes.

En choisissant le débit modal, on retient donc :

- **Une variable qui s'apparente à un débit d'étiage** ou qui s'inscrit dans les conditions de l'étiage (bonnes corrélations avec les autres variables d'étiage ; biais positif dans la distribution induisant un éloignement du module et de la médiane) ;

- **Une variable qui doit permettre une sélection d'épisodes assez nombreux** pour pouvoir en réaliser un traitement statistique, **mais qui ne tienne pas compte des événements d'années très pluvieuses** qui risquent d'apparaître comme des « horsains [4] » lors des ajustements statistiques ;

- **Une variable facile à calculer** du fait que la proximité des débits modaux expérimentaux et théoriques nous autorise à rechercher directement le débit modal théorique par ajustement ;

- **Une grandeur qui réalise assez bien la synthèse des différentes acceptions du débit limite proposées par les auteurs.**

L'objectif de la détermination d'un débit limite était d'aboutir à une population plus homogène et représentative de débits d'étiage : il sera effectivement utilisé pour tronquer les échantillons de VCN_{10} (cf. chapitre 3), la grandeur caractéristique d'étiage que nous avons retenu. Le débit modal pourrait encore être appliqué pour la sélection des épisodes déficitaires (cf. figure 2-3), mais bien qu'il s'agisse d'une approche intéressante nous ne l'abordons pas dans ce mémoire.

Pour compléter la sélection des grandeurs d'étiage, il nous reste à déterminer les variables pluviométriques les plus pertinentes pour analyser et expliquer la genèse des étiages.

[4] Horsain : Du normand *horsain*, de même sens, qui signifie « étranger à la région, au village », Le petit Larousse, 2005

III. La pluviométrie comme variable explicative des étiages

Les variables météorologiques relatées en bibliographie englobent généralement les précipitations et les températures, voire parfois d'autres indicateurs. Nous écartons systématiquement les indices d'aridité fondés sur des moyennes interannuelles, du type Gaussen ou De Martonne, qui ne permettent pas de caractériser l'événement. On peut par contre citer l'indice de Palmer (Palmer, 1965, cité par Tallaksen et Van Lanen, 2004) qui se fonde sur l'équation du bilan de l'eau et utilise des données de précipitations, de températures et des caractéristiques du sol (réserve en eau utile du sol). Il s'agit d'un indicateur météorologique, mais celui-ci est également utilisé pour quantifier une sécheresse hydrologique. Il existe de nombreux autres indicateurs de sécheresse, mais nous ne les utilisons pas ici car ces indices combinent souvent plusieurs types de données climatiques.

Le tableau suivant (tableau 2-4) reprend quelques variables pluviométriques impliquant des choix sur les critères de durée (période de calcul) et de seuil (durée minimum d'une séquence sèche ou encore seuil à partir duquel on considère qu'il n'a pas plu, car durant la période chaude l'influence de l'évapotranspiration peut justifier un seuil de précipitations supérieur à 0 mm).

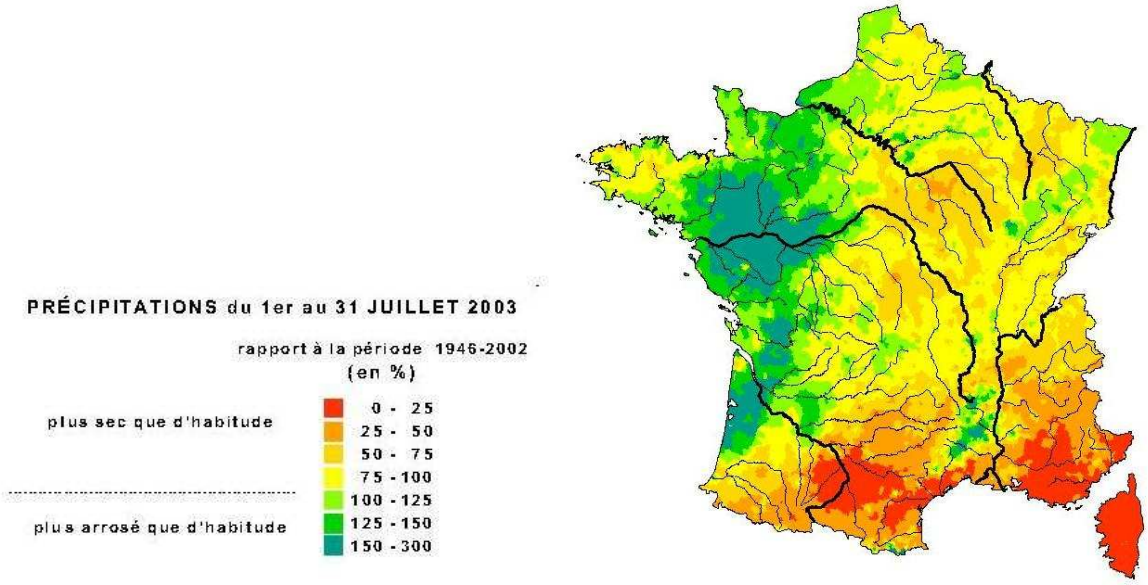
Tableau 2-4 : Les variables pluviométriques.

Critère	Variable	Définition
Durée	- Précipitations mensuelles - Cumul de précipitations mensuelles - Déficit pluviométrique	- Précipitations moyennes mensuelles - Cumuls des précipitations moyennes mensuelles sur *n* mois - Ecart par rapport à une moyenne calculée sur une période
Seuil	- Nombre de jours sans précipitations - Nombre de séquences sèches	- Nombre de jours où les précipitations sont inférieures à un seuil - Nombre de séquences sans pluie supérieures à *n* jours

Nous souhaitons étudier dans un premier temps la relation simple : cumuls de précipitations – écoulements estivaux. Ce choix se justifie particulièrement car les précipitations constituent le facteur climatique déterminant pour les étiages (l'analyse du déficit hydrique (P-ETP) pourrait également constituer une approche intéressante, cependant ces relations sont traitées par la suite lors de la modélisation pluie-débit). Ce choix peut également se justifier sur le plan opérationnel car les précipitations constituent la première source d'information disponible pour les services gestionnaires. Les services météorologiques mettent en effet régulièrement à disposition des cartes de cumuls de précipitations décadaires, mensuels ou pluri mensuels. Celles-ci, réalisées à l'échelle du pays, représentent les précipitations en valeurs brutes ou rapportées à une moyenne ou une année de référence (cf. figure 2-15).

Le cumul des précipitations antérieures à la période d'étiage est intéressant pour réaliser des prévisions à long terme qui peuvent être fondées sur les apports pluviométriques hivernaux et printaniers. Par contre, durant la période d'étiage, le pas de temps mensuel est moins approprié car les débits d'étiage peuvent apparaître sur une durée de quelques jours. Le recours à des données de précipitations journalières est alors plus adapté.

Figure 2-15 : Exemple de carte fournie par Météo France (juillet 2003).



1. Les précipitations mensuelles et journalières : deux échelles de travail complémentaires

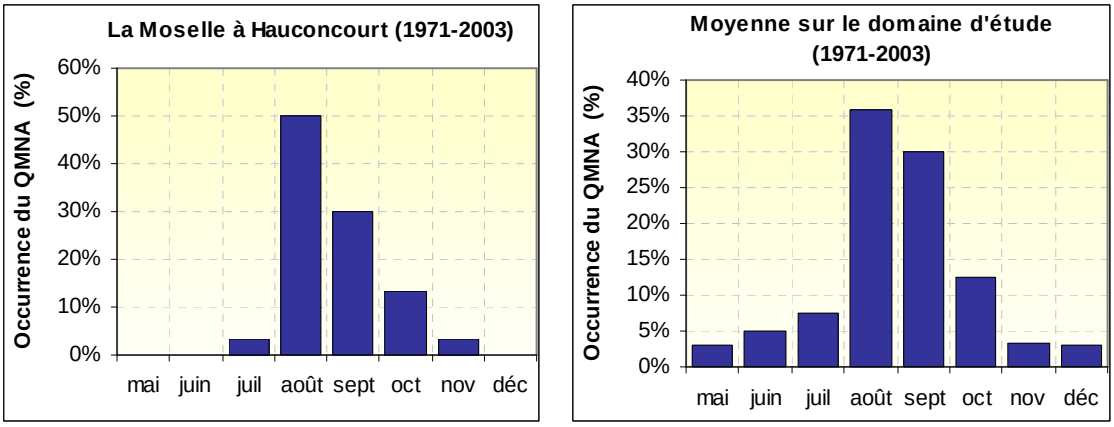
La genèse particulièrement longue de l'étiage permet d'évaluer assez tôt une situation par l'analyse des précipitations enregistrées durant les périodes hivernales et printanières, favorables à la recharge des nappes. Il s'agit là d'un facteur pouvant s'avérer déterminant dans la gravité d'un étiage, puisque, selon les niveaux des réservoirs souterrains au début de la période de basses eaux, le cours d'eau sera plus ou moins bien alimenté en étiage. Durant la période d'étiage, nous nous intéressons au nombre de jours sans pluie, c'est-à-dire aux périodes durant lesquelles le cours d'eau tarit. Le lien est établi entre l'importance des pluies de hautes eaux qui rechargent les nappes et vont permettre de soutenir les débits durant les périodes sèches de l'été.

Les précipitations mensuelles enregistrées avant la période de basses eaux jouent donc un rôle déterminant pour évaluer l'état des réservoirs souterrains. Les séquences sans précipitations observées durant l'été peuvent être considérées comme un facteur aggravant. Afin de quantifier ces deux aspects, nous choisissons deux types de variables : la première utilise les précipitations mensuelles, la seconde descend au pas de temps journalier. Le recours à ces deux échelles de temps est justifié par leur complémentarité, comme nous le montrons tout au long de ce travail.

2. Les précipitations mensuelles cumulées de janvier à juin

Les précipitations mensuelles intéressantes pour nous permettre d'expliquer les débits d'étiage sont celles qui se produisent durant la période de recharge des nappes. En intervenant dans le fonctionnement des bassins versants, les cumuls de précipitations permettent d'évaluer les volumes d'eau stockés durant une période. Des corrélations sont testées entre les précipitations mensuelles cumulées et la sévérité des étiages, représentée par la fréquence du QMNA (le recours au QMNA permet d'utiliser un même pas de temps pour les pluies et pour les débits). Les corrélations sont testées jusqu'au mois d'août pour les cumuls de précipitations. Ce choix est lié à l'occurrence du mois d'étiage (présentée en figure 2-16), qui montre que les mois d'août et de septembre rassemblent, en moyenne sur le secteur étudié, la plupart des cas d'apparition du QMNA, comme pour la station d'Hauconcourt (80 % des cas d'apparition du QMNA).

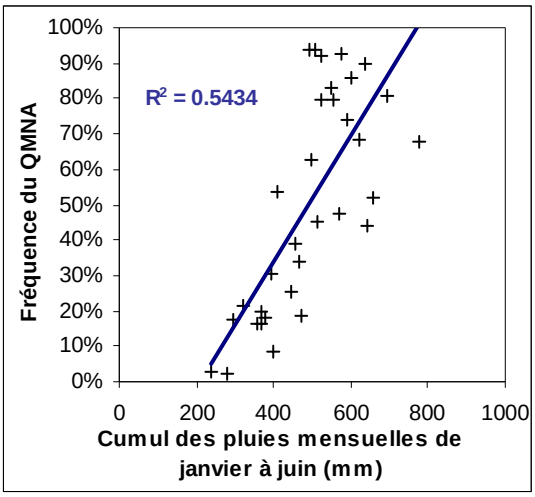
Figure 2-16 : Mois d'occurrence du QMNA à la station d'Hauconcourt et en moyenne sur le secteur d'étude.



Les relations entre les cumuls de précipitations mensuelles et la sévérité des étiages

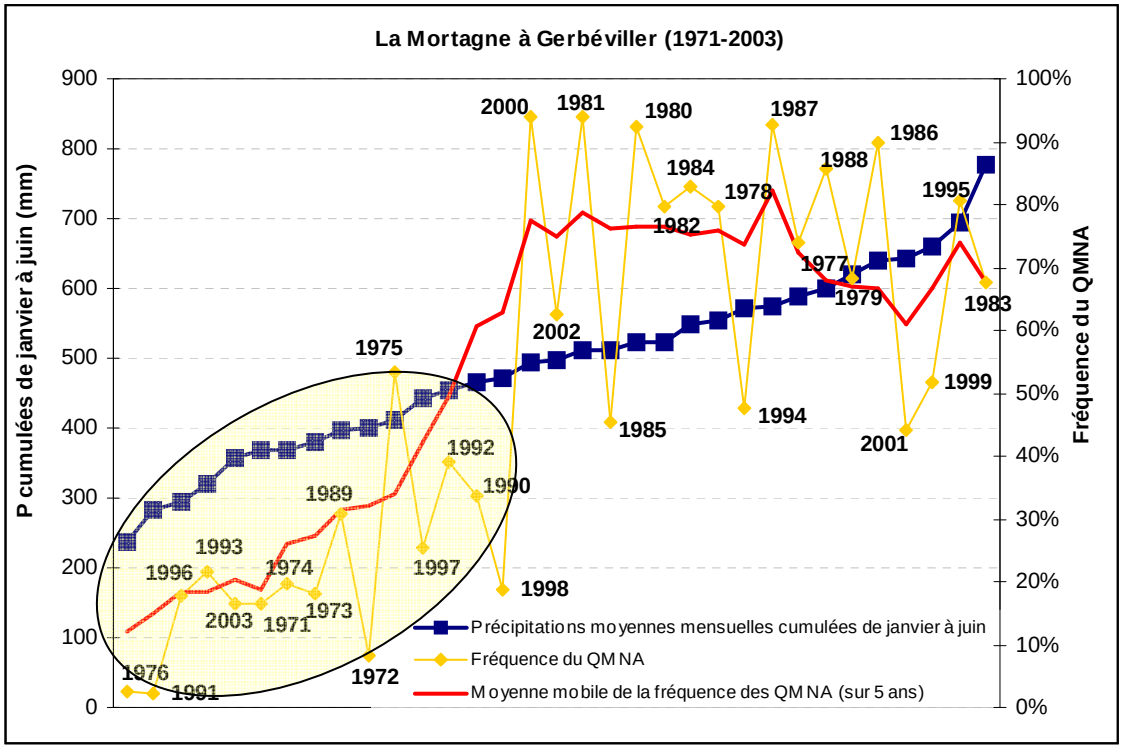
La période la plus adéquate pour le calcul du cumul a été déterminée par essais successifs, et le cumul calculé de janvier à juin est apparu comme étant généralement le plus significatif pour expliquer la sévérité des QMNA (exemple figure 2-17). A l'aide des bilans, on peut montrer en effet que les six premiers mois de l'année couvrent la quasi-totalité de la période d'alimentation des nappes.

Figure 2-17 : Corrélation entre les précipitations mensuelles cumulées de janvier à juin et la fréquence du QMNA – Bassin versant de la Mortagne à Gerbéviller (1971-2003).



Afin de permettre une meilleure lecture de ce graphique de corrélation, nous proposons de représenter la relation entre les cumuls de pluie et la fréquence des QMNA par le graphique suivant (figure 2-18). La donnée d'entrée du graphique correspond aux cumuls de précipitations classés des plus faibles aux plus élevés. On observe ainsi une augmentation concomitante des cumuls de pluie de janvier à juin et de la fréquence du QMNA. Les étiages les plus sévères sont dans la plupart des cas liés à des précipitations hivernales et printanières particulièrement faibles.

Figure 2-18 : Evolution concomitante des cumuls de précipitations moyennes mensuelles de janvier à juin et de la fréquence des QMNA.

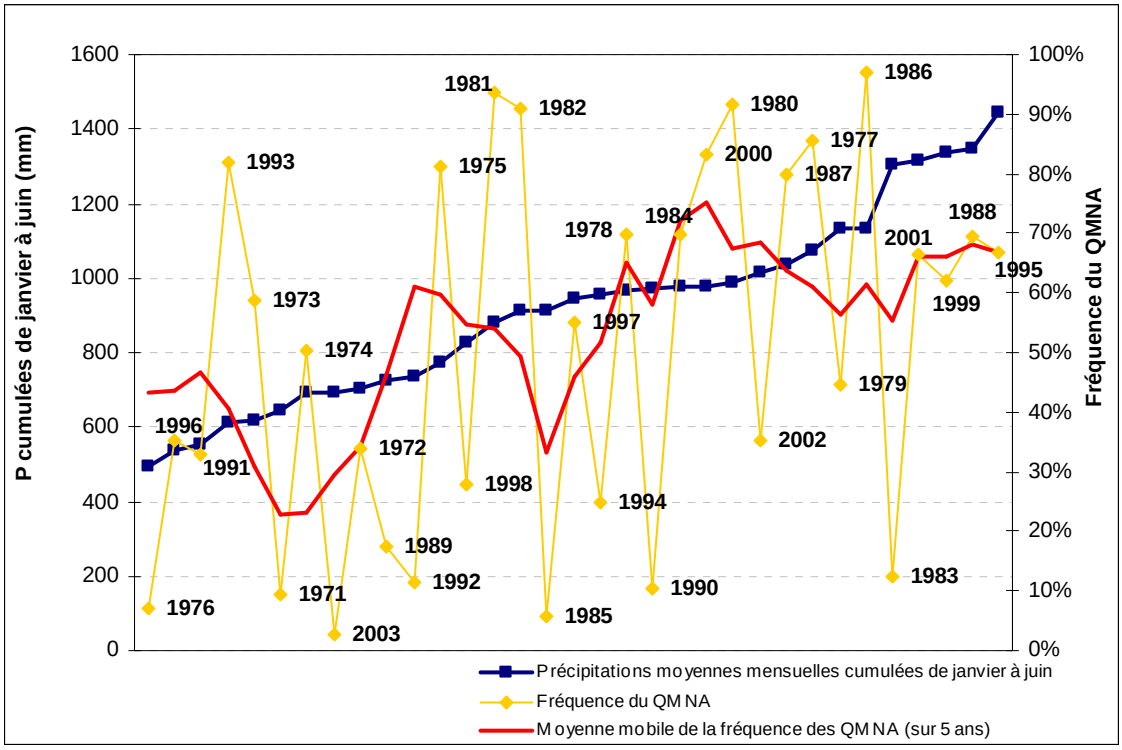


L'analyse des précipitations mensuelles cumulées entre janvier et juin permet donc d'évaluer indirectement l'état de recharge des réservoirs souterrains au début de la période de basses eaux.

Limite à la pertinence des cumuls de précipitations : l'inertie des bassins versants

Ces observations ne se vérifient pas de manière systématique pour tous les bassins étudiés. En effet, ce fonctionnement ne concerne que les bassins versants qui bénéficient d'aquifères conséquents. Pour ceux développés dans des milieux imperméables ou pour ceux qui connaissent des abats pluviométriques trop abondants, aucune relation entre les pluies cumulées et la fréquence des étiages n'a pu être établie. Les bassins imperméables ou très arrosés sont très réactifs aux apports pluviométriques. Pour ces stations, la sévérité des débits d'étiage s'explique davantage par les précipitations observées durant la période d'étiage elle-même. La figure 2-19 montre que pour ce type de bassins les courbes de cumuls de pluie et de fréquence de QMNA évoluent de manière trop indépendante.

Figure 2-19 : Evolution indépendante des cumuls de précipitations moyennes mensuelles de janvier à juin et de la fréquence des QMNA – La Moselotte à Vagney, bassin très arrosé (précipitations moyennes annuelles > 1800 mm) et intégralement développé sur le socle du massif ancien.



Cette analyse rappelle toute la complexité du phénomène de l'étiage et la difficulté à l'appréhender par cette seule grandeur. Elle s'avère intéressante dans un contexte opérationnel de prévision des débits d'étiage car elle montre dans quelle mesure, pour certains bassins, il est impossible de réaliser des prévisions à long terme, c'est-à-dire à échéance de plusieurs mois.

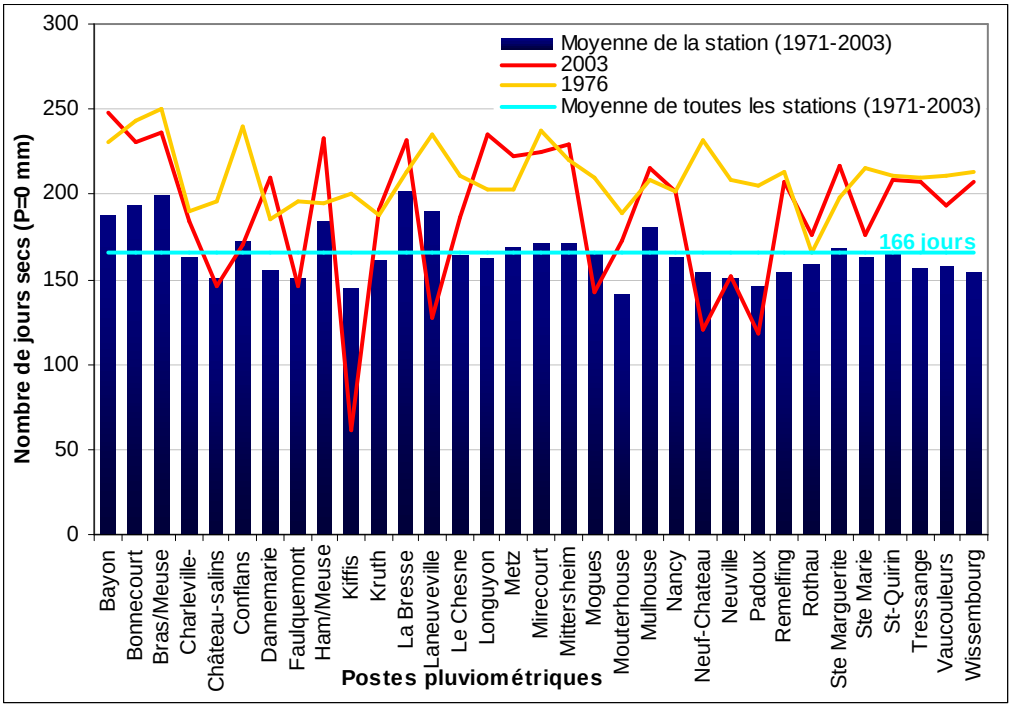
Bien que cette approche ne soit, en définitive, pas transposable à tous les bassins versants pour expliquer la sévérité des débits d'étiage, les stations pour lesquelles ces cumuls de précipitations sont pertinents se situent en général en tête de bassins. Ces bassins amont, contribuent à expliquer l'apparente indépendance entre les QMNA et les précipitations cumulées pour les grands bassins : s'ils bénéficient de réserves souterraines importantes, ces cours d'eau vont jouer un rôle déterminant sur le régime de l'aval.

Une analyse statistique des cumuls de précipitations est réalisée plus bas : elle propose une statistique des cumuls évoluant mois par mois, permettant un suivi, au pas de temps mensuel, de la situation pluviométrique. Nous complétons la liste des variables pluviométriques retenues avec les séquences sèches et le nombre de jours sans pluie.

3. Les séquences sèches et le nombre annuel de jours sans pluie

L'étude du nombre de jours sans pluie et des séquences sèches peut également présenter un intérêt dans l'analyse et l'explication des étiages. En s'appuyant sur l'indice ISEGA (encadré 2-1), nous identifions les années qui ont été les plus sévères à l'échelle du bassin Rhin-Meuse. Les étiages mensuels de référence retenus sont les années 1971, 1976, 1996 et 2003, qui sont les plus marquées, suivies de 1985 et 1991. La figure 2-20 réalise une moyenne du nombre de jours sans pluie aux 33 postes pluviométriques disponibles en données journalières. En moyenne sur le domaine d'étude le nombre de jours secs s'élève à 166 jours/an. Les figures 2-21 et 2-22 permettent d'identifier certaines des années à étiage sévère et notamment les plus fortes, mais d'autres années, qui ne sont pas des étiages sévères, accusent également un nombre de jours secs ou de séquences sèches élevé.

Figure 2-20 : Nombre de jours secs aux 33 postes pluviométriques du domaine d'étude.

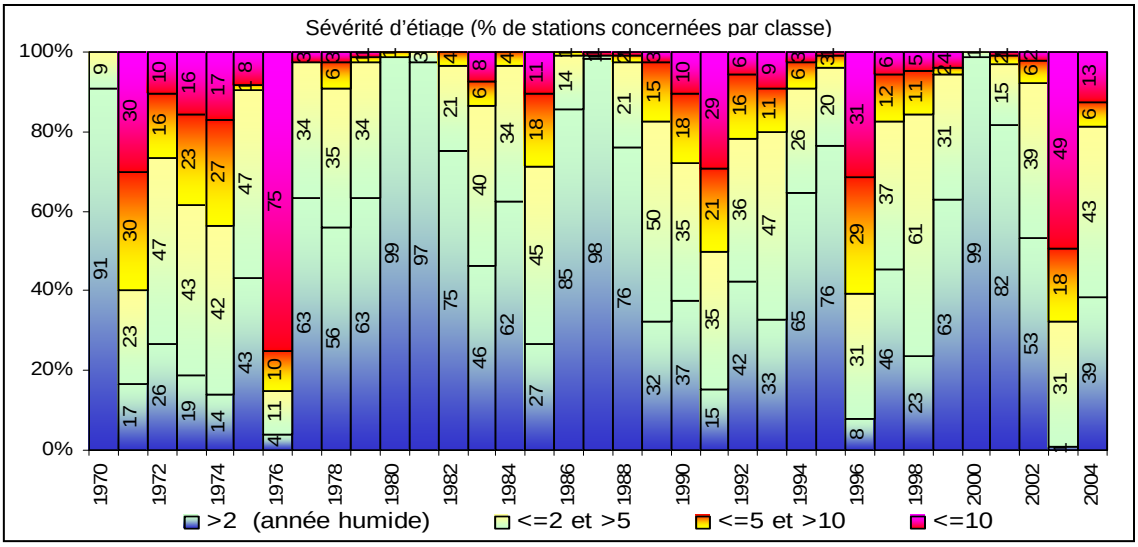


ENCADRE 2-1 **L'indice ISEGA**

L'indicateur retenu pour quantifier l'étiage sur la région lorraine est le QMNA ou débit moyen mensuel le plus faible de l'année. Dans ce qui suit le QMNA d'une station hydrologique est comparé annuellement à 4 classes définies suivant les critères ci - dessous :

- Classe 1 : QMNA supérieur au QMNA médian (c'est-à-dire étiage rencontré en année plutôt humide) ;
- Classe 2 : QMNA compris entre le médian et le quinquennal sec (étiage légèrement supérieur à la normale) ;
- Classe 3 : QMNA compris entre le quinquennal sec et le décennal sec (étiage sec sévère) ;
- Classe 4 : QMNA inférieur au décennal sec (étiage exceptionnel très sec).

On calcule ensuite le pourcentage des stations du réseau d'hydrométrie général géré par les principaux services d'hydrométrie du Bassin Rhin Meuse, par classes définies comme ci-dessus et ceci année par année, ce qui permet de comparer les étiages annuels entre eux. Le schéma suivant indique la répartition par classe de sévérité d'étiage des années 1970 à 2004.



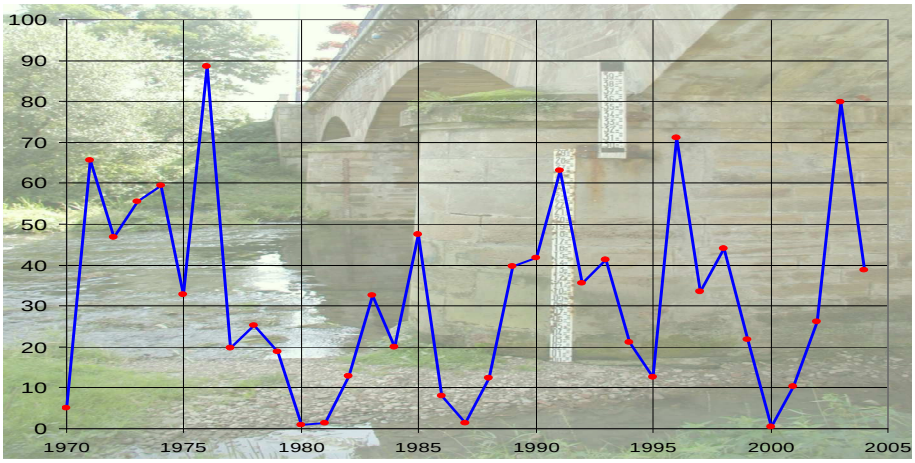
La DIREN Lorraine a établi un indicateur régional annuel permettant de quantifier et de refléter objectivement la situation de l'étiage pour une année donnée ce qui permet de comparer ces années dans le temps. Cet indicateur, appelé I.S.E.G.A. ou Indice de Sévérité d'Étiage Global Annuel, est la somme pondérée des pourcentages de stations concernées par les classes de sévérité définies précédemment, rapporté à une échelle variant de 0 à 100. Les coefficients pondérateurs suivant les classes sont les suivants :

Classe de sévérité	Coefficient
1 (fréquence inférieure à 2 ans)	0
2 (fréquence comprise entre 2 ans et 5ans)	0.5
3 (fréquence comprise entre 5 ans et 10 ans)	0.8
4 (fréquence supérieure à 10 ans)	1

Suivant ces critères on peut en déduire :

- que lorsque la situation hydrologique en période d'étiage est supérieure au médian (période humide) le coefficient appliqué est nul. Il en résulte donc pour une année humide un I.S.E.G.A. proche de zéro ;
- qu'à l'inverse, en présence d'un étiage très sévère au-delà du décennal sec, il est appliqué un coefficient de un. Il en ressort que pour une année exceptionnellement sèche l'I.S.E.G.A. sera proche de 100.

ISEGA (chronologie 1970-2004)



Source : Note « La sévérité d'étiage en Lorraine de 1970 à 2004 », http://www.lorraine.environnement.gouv.fr/default.htm

Figure 2-21 : Nombre de jours secs et de séquences sèches à la station de La Bresse.

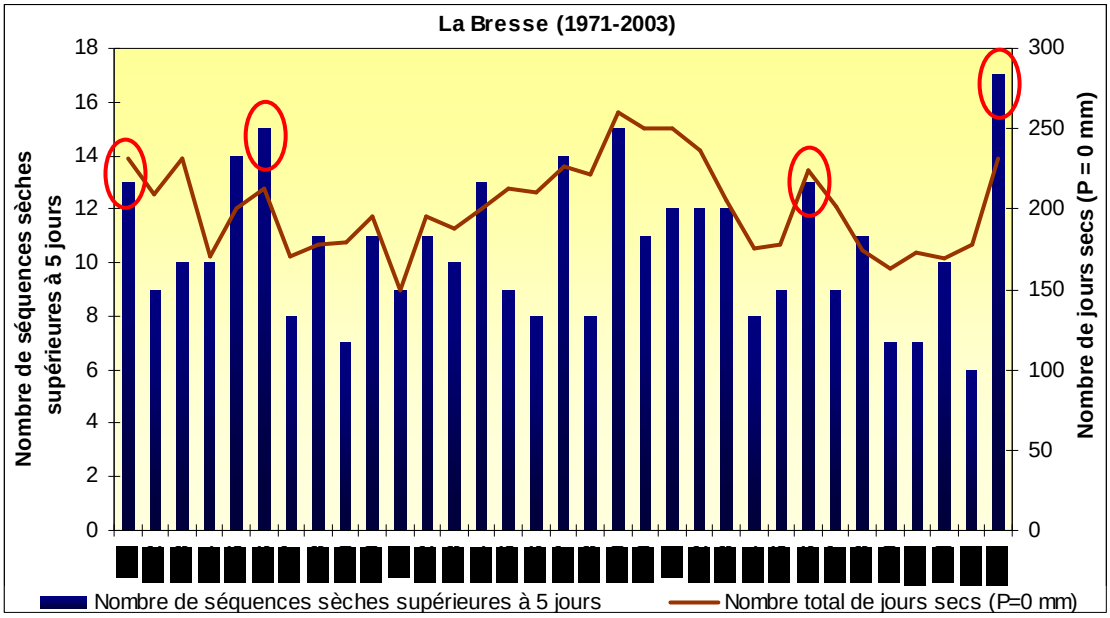
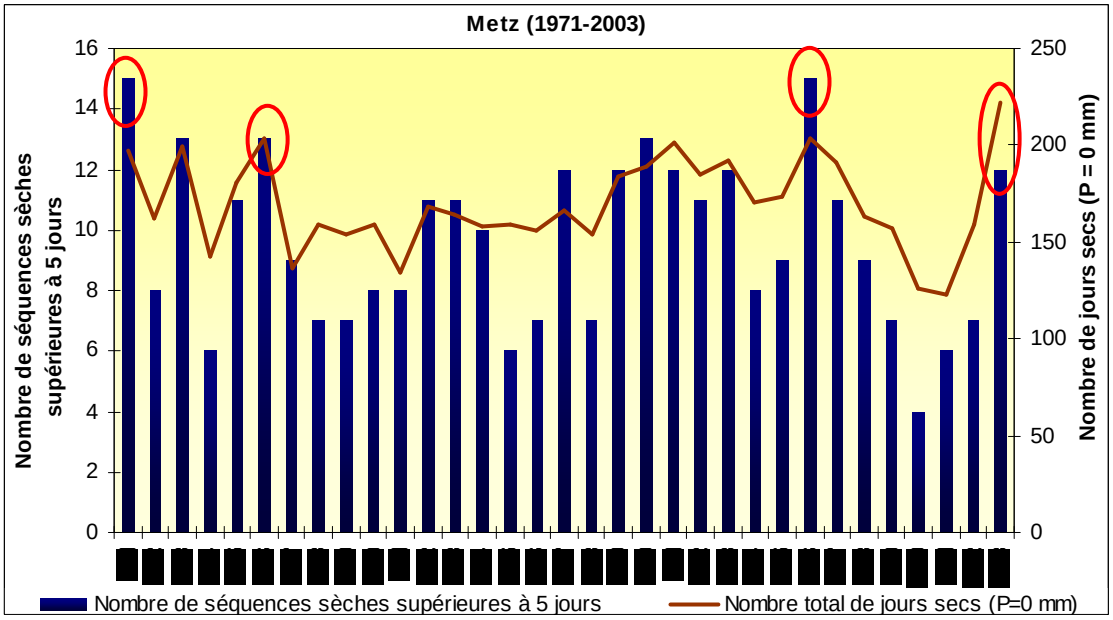


Figure 2-22 : Nombre de jours secs et de séquences sèches à la station de Metz.



Il ressort de cette analyse que ni les séquences sèches ni le nombre de jours sans pluie ne peuvent constituer des grandeurs d'étiage satisfaisantes. En revanche, le traitement statistique des séquences sèches selon le critère de la durée, sera utilisé par la suite pour la connaissance des durées des épisodes de tarissement et pour attribuer aux prévisions de débit une probabilité d'apparition.

Conclusion du chapitre 2

En dépit du caractère toujours délicat et un peu subjectif du choix des grandeurs hydrologiques, nous avons retenu, pour répondre aux objectifs posés au chapitre 1, une sélection de plusieurs grandeurs :

- Le **VCN_{10}** pour caractériser l'étiage annuel ;
- Le **débit modal** des cours d'eau comme débit limite d'étiage ; il est représenté par le débit modal **théorique** obtenu par ajustement à la loi de Gibrat ; ce débit limite d'étiage sera appliqué pour **tronquer les échantillons de VCN_{10}** ;
- Les **cumuls** de précipitations mensuelles **de janvier à juin** pour expliquer les étiages sévères et étayer les hypothèses de la relation pluie-débit ;
- La **durée des séquences sèches** pour les situations climatiques génératrices du tarissement.

Le VCN_{10} semble être une valeur cohérente pour une analyse des étiages sous nos climats. Par ailleurs, sa sélection ne réduit pas l'étiage à un phénomène annuel dans la mesure où nous proposons de tronquer les échantillons de VCN_{10} à la limite fixée par le débit modal.

Conclusion de la première partie

Les éléments importants de cette partie sont la détermination de la grandeur d'étiage et la définition d'un débit que nous proposons comme limite supérieure pour la sélection des débits d'étiage. La définition d'un débit limite d'étiage rejoint l'idée intéressante que les débits n'atteignent pas tous les ans des niveaux d'étiage.

La grandeur caractéristique d'étiage est le VCN_{10} et la limite proposée pour tronquer la distribution de cette valeur est le débit modal. Celui-ci, exprimé en débit spécifique, met en évidence des valeurs de débit d'étiage très dispersées. Cette diversité s'explique par les caractéristiques des bassins versants : notre échantillon de bassins versants comprend des cours d'eau bien soutenus par la présence de nappes et des cours d'eau coulant sur substrat imperméable. Il en résulte, pour simplifier, une probabilité d'apparition du débit modal faible pour les cours d'eau imperméables, forte pour les cours d'eau bien alimentés. La taille des échantillons tronqués, par bassin versant, va donc varier en conséquence. On peut alors penser que pour les bassins imperméables, les débits d'étiage vont représenter des événements plus exceptionnels que pour les cours d'eau modérés, pour lesquels les débits d'étiage peuvent apparaître comme des phénomènes plus banals.

La partie suivante s'intéresse au traitement statistique des variables hydrologiques et pluviométriques.

PARTIE II

ANALYSE STATISTIQUE
DES GRANDEURS DE L'ETIAGE

Introduction de la deuxième partie

« Il ne s'agit ni de problèmes d'hydrologie ni de problèmes de statistique, mais bien réellement de problèmes d'hydrologie statistique qui ne se réduisent pas seulement à l'application de la statistique à l'hydrologie » (Morlat (1969) cité par Halphen et repris par Masson (1992)).

Avec cette deuxième partie nous abordons l'aspect ressource en eau des étiages : toute l'eau qui coule ne peut être considérée, notamment dans la dimension juridique (de plus en plus précise), comme une ressource potentielle. Pour les gestionnaires, connaître les débits minimaux permet d'évaluer les quantités d'eau disponibles durant la période d'étiage afin de déterminer les débits pouvant être prélevés tout en maintenant un débit minimum (« Art. 410. - Tout ouvrage à construire dans le lit d'un cours d'eau doit comporter des dispositifs maintenant dans ce lit un débit minimal garantissant en permanence la vie, la circulation et la reproduction des espèces qui peuplent les eaux au moment de l'installation de l'ouvrage… », Loi n°84-512 du 29 juin 1984).

La caractérisation des débits d'étiage est réalisée par une analyse statistique qui a pour objet d'assigner à un évènement une fréquence d'occurrence. Elle aboutit au calcul des débits caractéristiques d'étiage et en particulier à la détermination des débits « réservés », utilisés par les services gestionnaires, et elle permet d'évaluer la gravité d'une situation. En pratique, la principale difficulté de cette analyse consiste à rechercher le meilleur ajustement statistique.

Les chapitres 3 et 4 s'intéressent à l'ajustement statistique des grandeurs définies dans la partie précédente. L'analyse fréquentielle des débits d'étiage pose de nombreuses questions, notamment concernant le choix de la loi la plus adaptée. L'analyse statistique des variables pluviométriques associées aux étiages fait l'objet du chapitre 4.

Nous essayons en outre de montrer dans cette partie que l'hydrologie statistique peut apporter des éléments d'explication au fonctionnement des cours d'eau en période d'étiage.

Chapitre 3

Analyse statistique des débits d'étiage

Sommaire

I. Méthode du CUSUM

1. Stationnarité des chroniques

2. Découpage des chroniques en séquences d'années sèches et humides

3. Détection des chroniques douteuses

II. Analyse statistique des chroniques de VCN_{10}

1. Quelle(s) loi(s) statistique(s) pour l'ajustement des débits d'étiage ?

2. Estimation des paramètres des lois par la méthode des moments linéaires

3. Les tests statistiques

4. Evaluation de la performance des lois par les différents tests statistiques

4.1. Détermination du test statistique le plus satisfaisant : le RMSE

4.2. Lois retenues pour l'ajustement des VCN_{10}

4.3. Ajustements des chroniques de VCN_{10} à une même loi statistique

5. Ajustements multi-durée des VCN à partir de la méthode QdF fondée sur la loi Log normale

III. Analyse statistique des chroniques de VCN_{10} tronquées

1. Les chroniques de VCN_{10} tronquées

2. Performance des différentes lois pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées

3. Ajustements des chroniques de VCN_{10} tronquées à une même loi statistique

IV. Conséquence du mode d'échantillonnage sur les quantiles d'étiage

L'analyse statistique a pour but de caractériser la distribution de la grandeur retenue, le VCN_{10} annuel, par des paramètres qui serviront l'interprétation des étiages. Nous avons proposé, au chapitre précédent (chapitre 2), un débit limite parce qu'il pouvait paraître délicat de conserver dans l'échantillon de VCN_{10} des valeurs manifestement sans rapport avec le phénomène d'étiage voire de basses eaux. Nous traitons les deux échantillons, le global et le tronqué aux valeurs inférieures au débit limite, de manière à arrêter la méthode en validant l'une ou l'autre distribution.

Pour envisager l'étiage dans sa dimension de durée, ce que ne permet pas le VCN_{10}, nous menons une analyse statistique multi-durée fondée sur la méthode Débit-durée-Fréquence (Galea et al., 1999), faisant varier la durée du VCN de 1 à 30 jours.

Néanmoins, avant l'analyse statistique d'une variable quelle qu'elle soit, se pose la question de la loi la plus appropriée et ce traitement statistique, lui-même, suppose que soit vérifiée préalablement la stationnarité de la population (Masson, 1992). Pour ce faire les chroniques de VCN_{10} sont préalablement soumises à la méthode du CUSUM (Lettenmaier, 1976 ; François et al., 1993).

Aussi ce chapitre présente-t-il successivement la vérification par le CUSUM, le test des lois statistiques, l'analyse des VCN_{10} et l'analyse multi-durée.

I. Méthode du CUSUM

L'objectif de cette méthode est double :

- **Vérifier l'homogénéité des chroniques** pour déterminer si les paramètres des échantillons (moyenne et écart-type) sont constants et indépendants dans le temps. En théorie, cette condition est fondamentale, car comme le souligne Miquel (1984), « s'il n'en était pas ainsi, tout ce qu'on connaît du passé ne nous servirait pas pour l'avenir… ». L'étude de l'évolution des paramètres de distribution des débits d'étiage est intéressante, notamment sur le point particulier du changement climatique global : le CUSUM apporte des résultats de manière évidente lorsqu'il s'agit de températures mais pour les étiages nous n'avons pu déceler aucune tendance et tenter d'approfondir la question débordait le cadre de notre recherche. Cependant, la prise en compte de la non stationnarité des chroniques pour proposer des quantiles « représentatifs » des étiages à venir, est particulièrement complexe (Renard, 2006). C'est pourquoi nous proposons, pour les durées de retour (T) des quantiles d'étiage (x) que nous avons calculés, les définitions énoncées par Renard (2006) :

  - dans un cadre stationnaire : « une valeur x est de période de retour T si le temps séparant deux dépassements successifs de x vaut en moyenne T » ;

  - dans un cadre non stationnaire : « en l'absence de toute évolution ultérieure, le temps d'attente jusqu'au prochain dépassement de x a une expérience égale à T ».

- **Caractériser la période étudiée** en définissant le nombre d'années sèches, d'années humides, et en détectant les sauts de moyenne, dérives, etc.

La méthode du CUSUM est appliquée afin de détecter d'éventuelles hétérogénéités, tendances ou dérives dans les échantillons. Cette méthode se fonde sur une démarche statistique qui permet de quantifier l'hétérogénéité d'une série en se fondant sur la définition d'un intervalle de confiance (C_{jx}). Il en résulte la possibilité de mettre en évidence les sauts de moyenne et de proposer un découpage en séquences sèches et humides (identique à la méthode proposée par Hubert et al., 1989). Une valeur

C_j est calculée pour chaque année x_i (équation 3-1). Elle doit être comprise dans l'intervalle de confiance C_{jx} défini par l'équation 3-2 et fixé à 98 %. Si la valeur C_j sort de cet intervalle on considère que la moyenne n'est pas stationnaire.

$$C_j = \sum_{i+1}^{n} (x_i - \bar{x}) \qquad \textit{Eq. (3-1)}$$

$$C_{jx} = \pm S\left(\frac{u\sqrt{N}}{4} + \frac{u^2}{2\sqrt{2}} + \frac{u^3}{8\sqrt{N}}\right) \qquad \textit{Eq. (3-2)}$$

Où : u = variable de Gauss pour une probabilité choisie de 98 % ;
N = nombre d'individus de la série ;
S = écart-type de la population N.

Cette méthode est appliquée aux chroniques de VCN_{10} complètes sur la période 1971-2003. Une quarantaine de stations sont concernées.

1. Stationnarité des chroniques

Au total on compte 55 % des stations qui présentent des chroniques stationnaires (figure 3-1). L'hétérogénéité des séries des stations restantes, illustrée par la figure 3-2, risque d'engendrer des difficultés pour les ajustements statistiques à venir, puisque ceux-ci exigent, dans la théorie, l'utilisation de séries homogènes.

Figure 3-1 : CUSUM des VCN_{10} standardisés du Seltzbach à Niederroedern, chronique stationnaire (période 1971-2003).

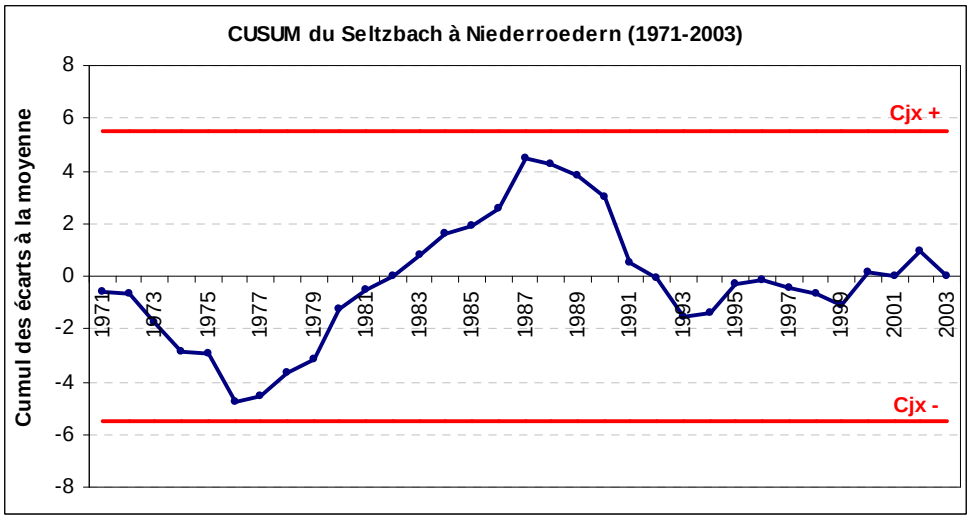
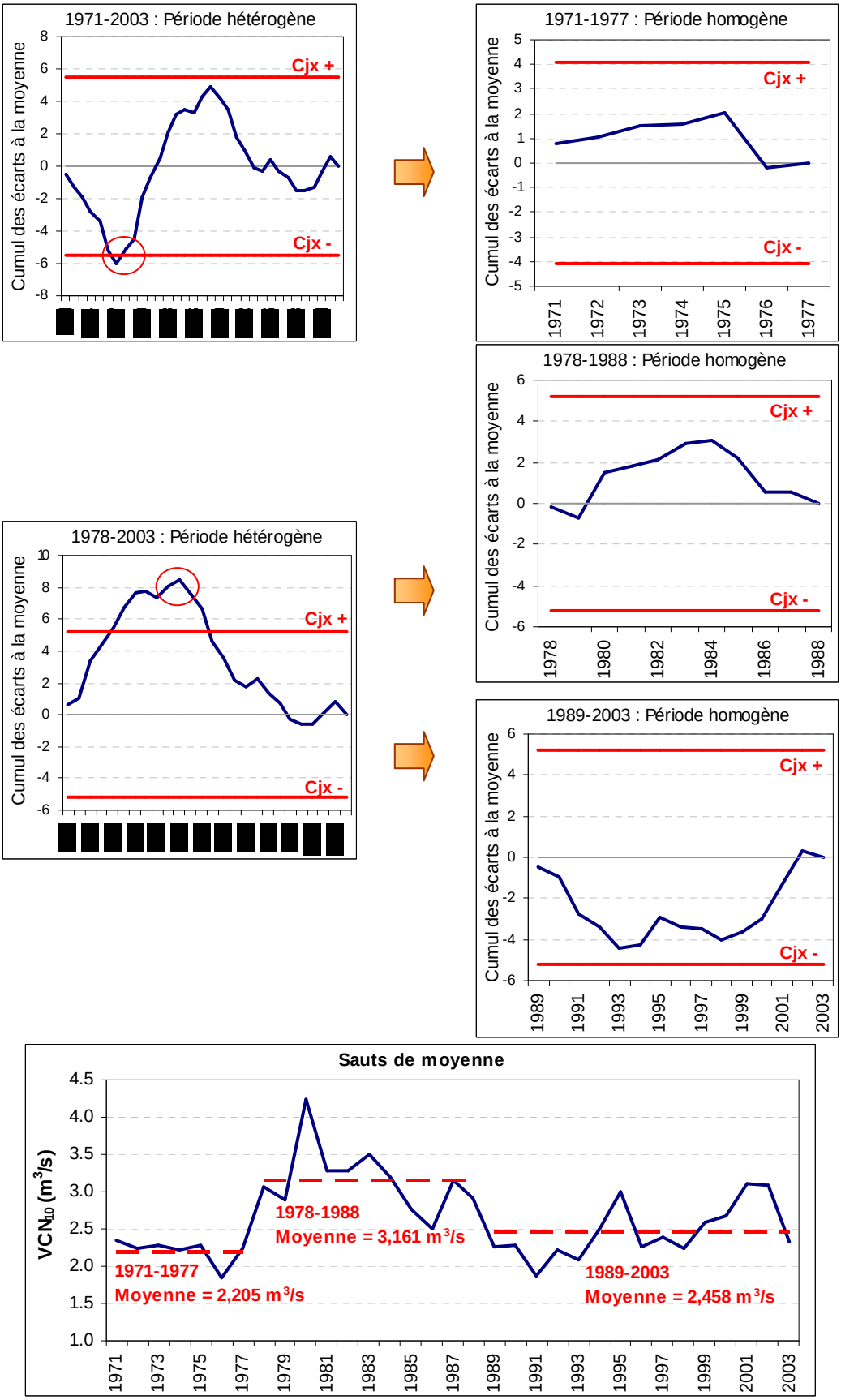


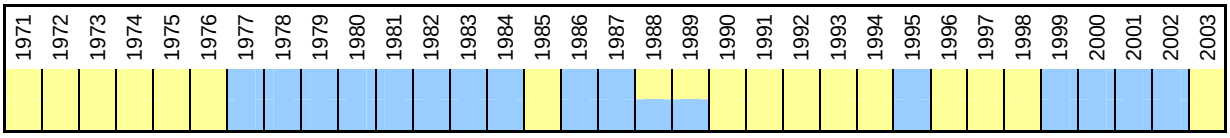
Figure 3-2 : CUSUM des VCN_{10} standardisés de la Moder à Schweighouse, chronique non stationnaire (période 1971-2003) - Découpage en périodes homogènes et mise en évidence des sauts de moyenne.



2. Découpage des chroniques en séquences d'années sèches et humides

Les tendances sèches sont représentées, sur les graphiques des CUSUM, par des segments de droite aux pentes négatives, alors que les tendances humides correspondent aux pentes positives. L'allure générale des CUSUM est très proche pour la plupart des stations et peut être schématisée ainsi (figure 3-3) :

Figure 3-3 : Découpage général à l'échelle du domaine d'étude des séries de VCN_{10} de la période 1971-2003 en années sèches et humides.



On identifie :

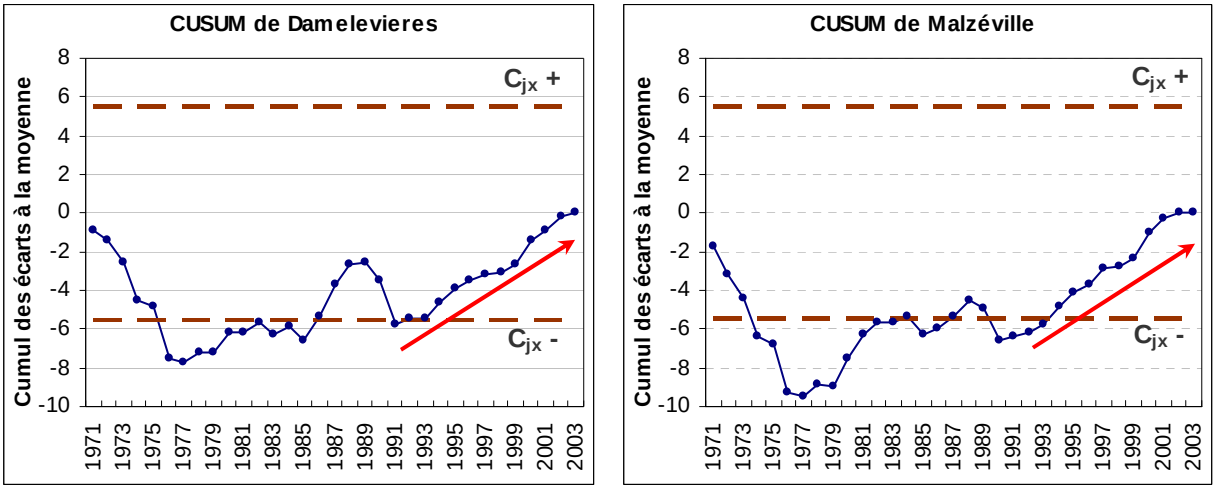
- une succession d'années sèches de 1971 à 1976 ;
- une série humide de 1977 à 1988-89, à l'exception de l'année 1985 généralement sèche ;
- de 1988-1989 à 1999, la tendance est à nouveau aux années sèches, sauf exception type 1995 ;
- de 1999 à 2002 on bascule vers une nouvelle succession d'années humides ;
- enfin, l'année 2003 qui apparaît systématiquement en année sèche.

La mise en évidence des séquences sèches et des séquences humides est intéressante dans le cadre d'un travail sur les étiages dans la mesure où le caractère plus ou moins sévère d'une situation peut être relié à la tendance plus ou moins sèche de l'année, mais aussi des années antérieures. En effet, la succession d'années sèches telle que la période d'indigence observée au début des années 1970, permet d'appréhender une dégradation potentielle des débits d'étiage. Certains auteurs parlent dans ce cas de phénomène de persistance (Douglas et al., 2002) que l'on peut associer également à la non stationnarité des chroniques. Nos traitements statistiques ne tiennent pas compte d'une persistance éventuelle.

3. Détection des chroniques douteuses

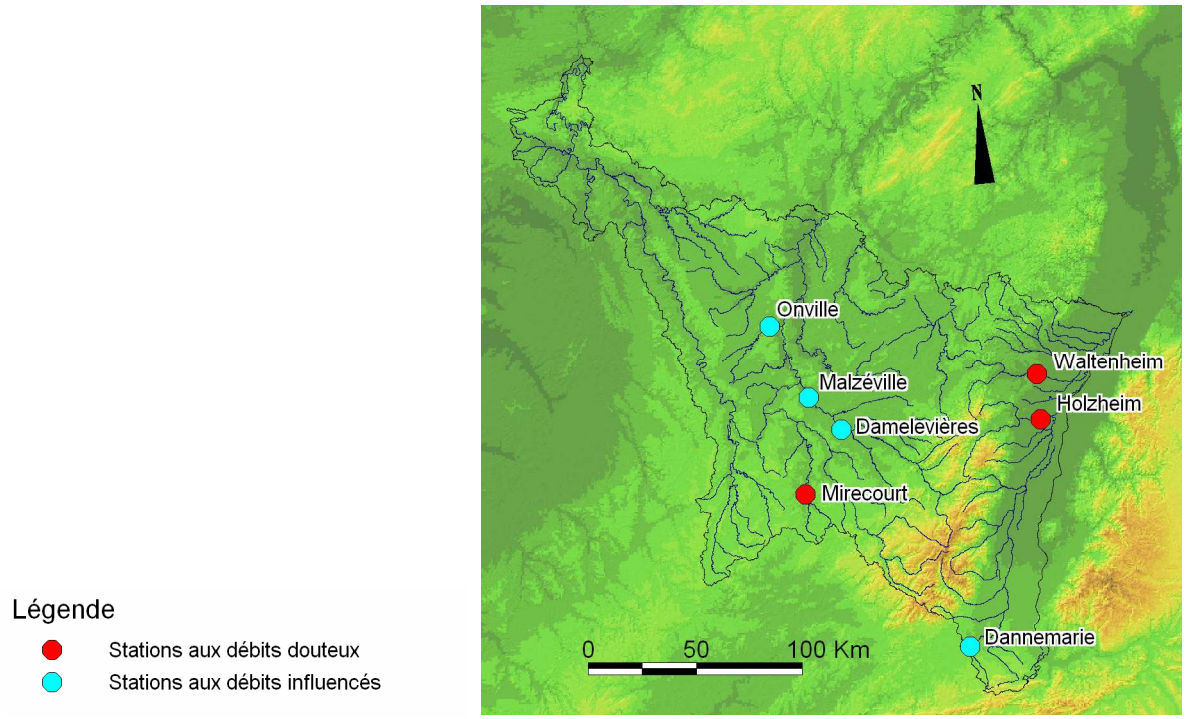
La connaissance du schéma global d'alternance entre les séries sèches et les séries humides permet de détecter assez aisément les stations qui présentent des chroniques douteuses. Il est en effet nécessaire de distinguer les variations d'origine climatique de celles liées à des facteurs anthropiques. Par exemple les stations de Malzéville et de Damelevières, situées sur la Meurthe, montrent un CUSUM anormal dans la mesure où depuis 1991 toutes les années apparaissent humides, même l'année 2003 (figure 3-4). Cette tendance s'explique par la mise en service en 1993 du barrage de Vieux Pré situé sur la Plaine, affluent de la Meurthe, et dont l'objectif est de soutenir les débits en période d'étiage.

Figure 3-4 : CUSUM de Damelevières et Malzéville (période 1971-2003) **-** Stations situées sur la Meurthe et pouvant bénéficier de soutiens d'étiage depuis 1993.



Au total, 7 stations présentent des CUSUM douteux qui laissent présager d'importantes influences anthropiques, ou de sérieux problèmes d'hydrométrie : Malzéville et Damelevières sur la Meurthe (barrage de Vieux Pré), Onville sur le Rupt de Mad (prise AEP) et Dannemarie sur la Largue (alimentation canal Rhin-Rhône), pour les stations anthropisées, Mirecourt (sur le Madon), Holzheim (sur la Bruche) et Waltenheim (sur la Zorn) pour les stations douteuses (figure 3-5).

Figure 3-5 : Localisation des stations douteuses d'après le CUSUM.



II. Analyse statistique des chroniques de VCN_{10}

L'analyse porte sur 56 stations et non sur les 63 initiales car des chroniques de VCN_{10} présentaient trop de lacunes pour pouvoir envisager un traitement statistique. Il s'agit des stations de Belval, Frémonville, Uckange, Vandières, Verdun, Reinigue et Sélestat.

L'analyse statistique des débits d'étiage pose principalement un problème d'inférence statistique, opération qui permet d'associer les caractéristiques d'un échantillon (ici les chroniques des débits d'étiage), à une population mère. Il en résulte des choix :

- De la loi la plus appropriée, représentative de la population. Il n'existe pas de loi universellement admise. Sans utiliser véritablement les méthodes d'une analyse régionale (Anctil et al., 2000 ; Tallaksen et Van Lanen, 2004) nous tentons de déterminer si une même loi peut convenir à l'ajustement des débits d'étiage de toutes les stations ;

- De la méthode d'estimation des paramètres des lois. Nous optons ici pour la méthode des moments linéaires.

1. Quelle(s) loi(s) statistique(s) pour l'ajustement des débits d'étiage ?

De nombreuses lois ont été appliquées aux débits d'étiage. Dubreuil (1974) préconise, pour l'ajustement des débits extrêmes les lois de Galton, Pearson type 3 et Gumbel. En France, c'est la loi Log normale à 2 paramètres qui est la plus communément appliquée : la Banque Hydro, qui propose des traitements statistiques, utilise cette loi pour ajuster les débits d'étiage (QMNA et VCN_{10}) ; le catalogue des débits d'étiage du bassin Rhin-Meuse propose des ajustements des QMNA à la loi Log normale à deux paramètres. Pour le chercheur qui doit justifier ses choix, d'autres lois peuvent être employées. Renard et al. (2006) utilisent, pour le traitement statistique des VCN et des QCN de durée 30 jours de cours d'eau français, la loi de Jenkinson (ou GEV, loi Généralisée des Valeurs Extrêmes). Yue et Pilon (2005), qui travaillent sur le Canada, testent 10 lois statistiques : Log normale à 2 et 3 paramètres, Gamma, Weibull type 2 et 3, Logistique, GEV, Gamma Pearson, Pearson type 3 et Log Pearson type 3. Ils en concluent que la loi Pearson 3 s'adapte le mieux aux débits d'étiage. Zaidman et al. (2003) comparent 4 lois pour l'ajustement des VCN_7 de bassins versants situés au Royaume Uni : GEV, Pearson type 3, Pareto et Logistique. Pour eux, la GEV et Pearson proposent les meilleurs ajustements. Kroll et Vogel (2002), qui appliquent également une large série de lois aux VCN_7 de plus de 1500 stations localisées aux Etats-Unis concluent que, bien qu'il n'existe pas de loi unique qui permette d'ajuster convenablement toutes les stations, celle qui montre les meilleurs résultats pour des cours d'eau pérennes est la loi Log normale à 3 paramètres. Enfin, Caruso (2000) indique que les lois les plus fréquemment utilisées pour ajuster les débits d'étiage sont les lois Log normale, GEV, Weibull, Gamma, Pearson type 3 et Log Pearson type 3, mais préconise, dans ses travaux sur la Nouvelle-Zélande, la loi de Pareto.

Parmi les nombreuses lois relatées en bibliographie, nous choisissons d'en retenir 7 :

- Log normale à deux paramètres (LN2)
- Log normale à trois paramètres (LN3)
- Pareto (GP)
- Weibull (W)
- Pearson type 3 (P3)
- Généralisée des Valeurs Extrêmes (GEV)
- Logistique (GLO)

Dans cette liste, la Log normale 2 est l'unique loi à deux paramètres, toutes les autres lois ayant recours à 3 paramètres. Pour ces lois à 3 paramètres, il faut distinguer celles qui ont recours à un débit seuil (Log normale 3, Pareto, Weibull et Pearson) « censé représenter la borne inférieure de l'étiage » (Masson, 1992, cité par Lubes et al., 1994) de celles qui n'en utilisent pas (GEV et Logistique). Les inconvénients des lois ayant recours à un débit seuil, déjà évoqués au chapitre 2, pourront être plus largement examinés ici.

Notre démarche est la suivante : évaluer, au travers des résultats des ajustements, la pertinence de ne retenir qu'une loi unique pour une simplicité de mise en œuvre, pour une facilité de comparaison des résultats et à la condition qu'elle n'introduise qu'une imprécision minime par rapport au meilleur ajustement.

En préalable au choix de la loi d'ajustement, l'analyse statistique pose la question de la méthode d'estimation des paramètres des lois.

2. Estimation des paramètres des lois par la méthode des moments linéaires

Trois principales méthodes permettent d'estimer les paramètres des lois statistiques : la méthode du maximum de vraisemblance, la méthode des moments ordinaires et la méthode des moments linéaires. La Banque Hydro utilise par exemple, pour la loi Log normale à deux paramètres, une estimation des paramètres par le maximum de vraisemblance. Les catalogues de débits d'étiage, pour lesquels les QMNA sont ajustés à cette même loi, utilisent par contre la méthode des moments ordinaires. La méthode d'estimation des paramètres par les moments ordinaires repose sur une hypothèse forte : la représentativité des moments de l'échantillon serait transposable à la population dont il est issu. C'est pourquoi la méthode du maximum de vraisemblance est d'un usage plus courant. Cette seconde méthode est cependant plus fastidieuse d'application que les autres car elle a recours à des procédés itératifs, et « requiert des calculs plus sophistiqués qui ne mènent pas nécessairement à de meilleurs résultats » (Anctil et al., 2000).

La méthode des moments linéaires constitue une approche plus récente (Hosking, 1990) qui est préconisée par de nombreux auteurs. En effet, cette méthode présenterait de meilleures estimations, notamment dans le cas de petits échantillons, et serait moins sensible aux valeurs extrêmes. Bien que parfois critiquée (Naulet, 2002 ; Bernier, 1993, cité par El Adlouni et al., 2003), cette approche semble devenir une référence (Tallaksen et Van Lanen, 2004 ; Kroll et Vogel, 2002 ; Anctil et al., 2005) et nous choisissons de l'appliquer ici pour estimer les paramètres des lois statistiques.

Limite des moments linéaires pour l'estimation des paramètres des lois

Les formules d'estimation des paramètres des lois, par la méthode des moments linéaires, sont issues des notices Safahry (Lubes et al., 1994) ou EVA (dans Tallaksen et Van Lanen, 2004). Le calcul des paramètres ne pose pas de difficulté particulière à l'exception des lois pour lesquelles le troisième paramètre représente un débit seuil. L'estimation de ce troisième paramètre aboutit en effet, de manière récurrente, soit au calcul d'une valeur négative, soit à celui d'une valeur supérieure au plus bas débit observé de la chronique, entraînant dans les deux cas un rejet de la loi.

Estimation du paramètre représentant le débit seuil

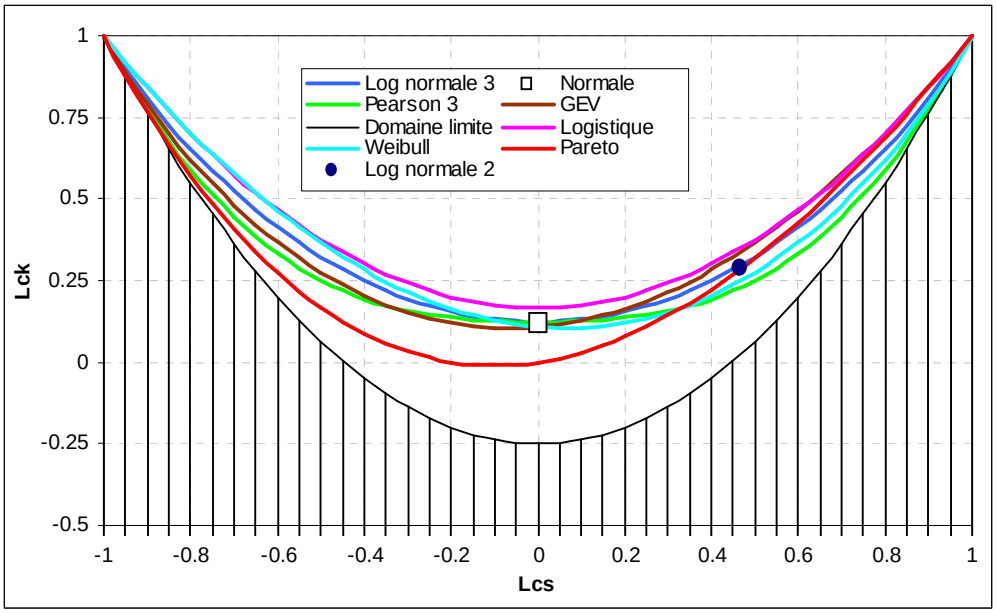
Par définition, le débit seuil représente la valeur en dessous de laquelle le débit du cours d'eau ne pourrait pas descendre. La signification physique de ce seuil peut donc motiver une estimation raisonnée par l'opérateur, qui permettrait en outre d'éviter les aberrations évoquées plus haut. Or, toutes les controverses autour de la notion de débit seuil ne nous encouragent guère vers des spéculations de ce type (Guillot, 1971 ; Bernier 1963). Aussi, nous proposons d'estimer la valeur de ce paramètre par itération en optimisant la somme des écarts au carré entre la distribution théorique et la distribution observée, en observant celle qui aboutit au meilleur ajustement graphique. Par cette méthode, on borne ce paramètre entre des valeurs comprises entre 0 m^3/s et 95 % du plus bas débit observé. Cette démarche est purement pragmatique et peut être discutée mais elle permet d'éviter les écueils du débit seuil et d'ajuster, de surcroît, convenablement les distributions.

Le diagramme des moments linéaires (ou L-moments)

Certains auteurs proposent de s'appuyer sur le « diagramme des moments linéaires » pour choisir la loi statistique la plus adaptée ou encore pour mener des analyses régionales (Anctil et al., 2000). La réalisation de ce graphique et son interprétation nous ont paru intéressantes.

De même que pour les moments ordinaires, il est possible de calculer les coefficients de variation (Lcv), d'asymétrie (Lcs) et d'aplatissement (Lck) des échantillons. Le diagramme des moments linéaires met en relation les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement des distributions. L'ensemble des stations étudiées peuvent être replacées sur le diagramme, de même que les lois statistiques qui sont représentées par des courbes (chaque fonction de distribution ayant des moments particuliers, cf. figure 3-6).

Figure 3-6 : Courbes théoriques des distributions statistiques sur le diagramme des moments linéaires (Hosking, 1990).



Certains auteurs indiquent que « de tels diagrammes peuvent guider l'hydrologue dans le choix d'une distribution qui s'ajuste bien à l'échantillon » (Anctil et al., 2000). La détermination visuelle de la loi la plus adéquate ne paraît toutefois pas toujours évidente, notamment du fait de la proximité de certaines courbes. La difficulté à évaluer la fonction de distribution la plus appropriée, par un graphique des moments linéaires, est d'ailleurs soulignée par Kroll et Vogel (2002) voire même contestée : « le diagramme des L-moments ne permet pas de déterminer la distribution la plus adéquate parmi les distributions acceptables » (Ben-Zvi et al., 1997, cités par El Adlouni et al., 2003).

On relève par ailleurs, dans certains travaux, des analyses régionales fondées sur le diagramme des moments linéaires (Anctil et al., 2000). Une telle approche n'est pas tentée ici notamment dans la mesure où les analyses régionales portent généralement sur des domaines beaucoup plus vastes, au contexte hydro-climatique très contrasté (par exemple Yue et Pilon (2005) mènent ce type d'investigation à partir de 11 régions climatiques du Canada). Par contre, il nous paraît tout de même intéressant d'observer comment le caractère dominant peut expliquer l'organisation des stations sur le graphique des moments linéaires : en nous appuyant sur le contexte hydrogéologique des bassins versants, nous pouvons déterminer des regroupements entre des bassins aux fonctionnements supposés proches. Le graphique qui met en relation le coefficient d'asymétrie et le coefficient de variation se prête également bien à ce type d'investigation (cf. figure 3-8).

Interprétation du graphique des moments linéaires

Le diagramme des moments linéaires s'appuie sur la forme des distributions. Lcs correspond au coefficient d'asymétrie. Une asymétrie positive indique que le mode se situe à gauche de la moyenne. Les distributions des débits d'étiage doivent donc présenter ce schéma. Lck, le coefficient

d'aplatissement (ou kurtosis) mesure si la distribution est regroupée ou au contraire étalée. Le coefficient de variation (Lcv) permet de décrire la variabilité de l'échantillon.

La figure 3-7 permet dans un premier temps de mettre en exergue les chroniques douteuses en observant les stations qui présentent une asymétrie négative, ou qui s'éloignent de manière importante des autres. L'incertitude sur la validité des données de ces stations, repérées en rouge sur le graphique, paraît d'autant plus probante que la plupart d'entre elles sont communes à celles détectées par la méthode du CUSUM : il s'agit des stations de Malzéville, Damelevières, Mirecourt, Holzheim, Dannemarie et Waltenheim. A ce lot s'ajoute la station de Sarreinsming pour laquelle on sait par expérience qu'elle peut montrer des problèmes d'hydrométrie.

Par ailleurs, on constate que la relative homogénéité géologique des bassins versants apparaît clairement au travers de ces coefficients statistiques, induisant sur les graphiques des regroupements bien identifiés (figures 3-7 et 3-8).

On repère tout d'abord sur la figure 3-8 le paquet des stations gréseuses, situé dans la partie inférieure du graphique car il présente une faible asymétrie et un faible coefficient de variation : le soutien des débits par l'importante nappe des grès doit en effet induire une relative homogénéité des débits d'étiage. A l'inverse, les stations développées sur des substrats imperméables montrent généralement une asymétrie plus forte et des coefficients de variation plus élevés. La subdivision entre ces deux lots de stations est bien identifiée sur les deux graphiques (figures 3-7et 3-8). Il est par ailleurs intéressant de noter que les bassins qui représentent le mieux le caractère imperméable du domaine étudié sont clairement isolés à l'extrémité supérieure droite du graphique 3-8 : on repère ainsi les stations de Boncourt, Goncourt et Autrey, bassins de référence pour représenter les écoulements en milieux imperméables. On peut également observer des regroupements d'ordre géographique, notamment le paquet représentant les stations des Hautes Vosges : celles-ci présentent une asymétrie plus forte que les stations gréseuses mais montrent des coefficients de variation peu élevés qui s'expliquent par des débits d'étiage relativement homogènes car soutenus par une pluviométrie abondante dans ce secteur.

Le diagramme des moments linéaires corrobore en définitive les résultats du CUSUM en mettant en exergue les stations aux chroniques douteuses et il permet également de vérifier l'homogénéité de certains groupes de bassins : le rôle de la géologie, dans les caractéristiques statistiques des échantillons étudiés, s'avère déterminant, aisément identifiable et dans une certaine mesure quantifiable.

Pour comparer les performances des différentes lois nous les soumettons à plusieurs tests statistiques.

Figure 3-7 : Interprétation graphique du diagramme des moments linéaires.

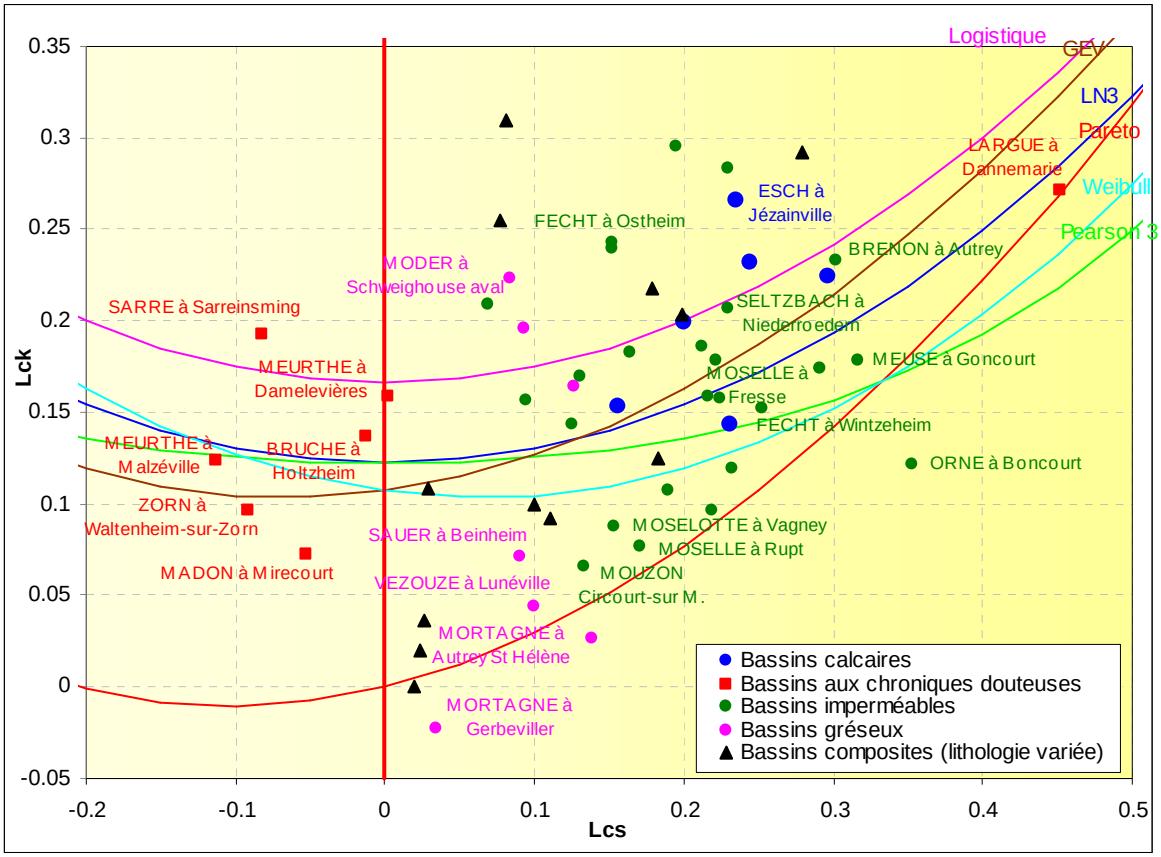
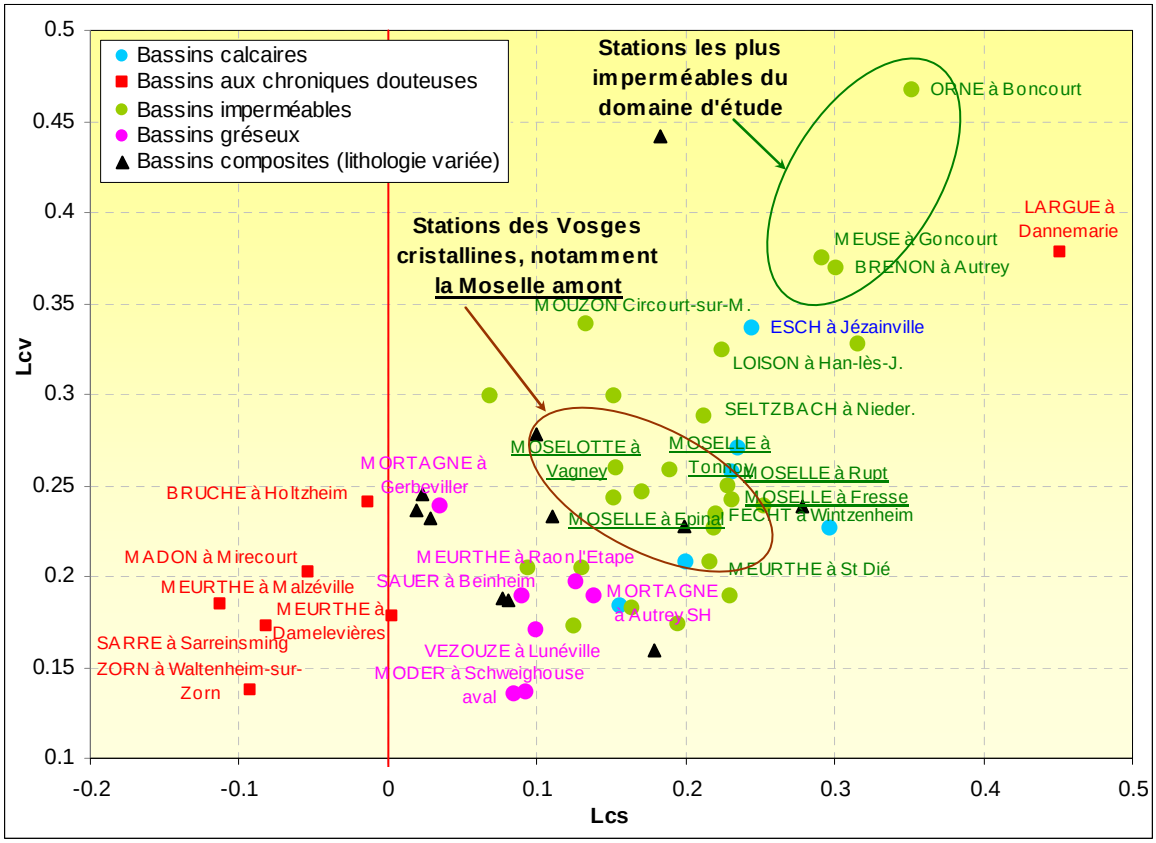


Figure 3-8 : Regroupements géologiques de bassins aux caractéristiques statistiques comparables.



3. Les tests statistiques

Les tests ont pour but de vérifier que les distributions s'ajustent bien à la loi statistique choisie. Lorsque plusieurs lois sont comparées, les résultats des tests permettent de déterminer la loi qui s'ajuste le mieux. Nous proposons, pour évaluer la performance des modèles statistiques, de recourir à trois différents tests :

Le test de Kolmogorov-Smirnov : KS

Le test d'adéquation de Kolmogorov-Smirnov est un test non-paramétrique qui quantifie l'écart maximal entre la fonction de répartition théorique et la fonction de répartition observée. Il est notamment préconisé par Brunet-Moret (1978).

Appréciation visuelle synthétisée par un indice : RMSE

La qualité graphique de l'ajustement nous paraît primordiale pour valider le choix d'une loi statistique, mais l'évaluation visuelle est impossible lorsque sept lois statistiques sont appliquées chacune aux chroniques de 56 stations. Aussi, afin de rendre les résultats comparables et pour éviter un jugement trop subjectif, nous utilisons le RMSE : les écarts graphiques entre les distributions théoriques et observées sont ainsi quantifiés par la somme des écarts au carré (RMSE pour « *Root Mean Square Error* », Zaidman et al., 2003).

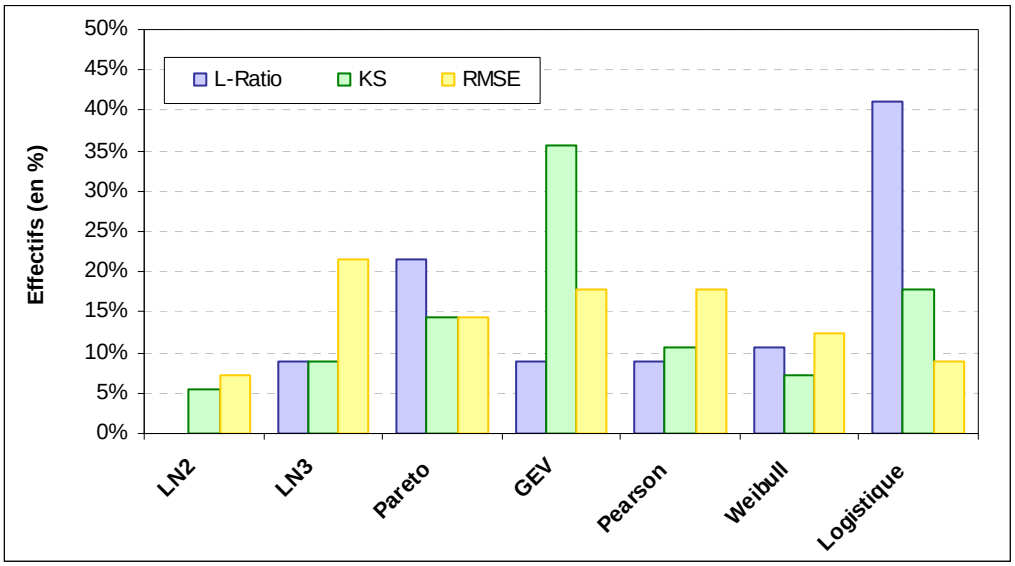
Le diagramme des moments linéaires : L-Ratio

Le graphique des moments linéaires est parfois utilisé pour choisir la loi statistique qui se rapproche le plus de l'échantillon. Ce critère d'évaluation, qui se fonde sur l'allure de la distribution, consiste à choisir sur le graphique des moments linéaires pour chaque station la courbe de distribution la plus proche. Celle-ci devrait correspondre à la loi la plus adaptée. Or, cette étape peut s'avérer délicate car il n'est pas toujours évident de déterminer visuellement la courbe la plus proche, et ce d'autant plus que le nombre de stations analysées est important. Pour pallier ces difficultés, certains auteurs proposent des indices qui permettent de calculer la distance entre les points représentant les stations hydrométriques et les courbes représentant les différentes lois statistiques. A l'identique de Kroll et Vogel (2002) qui calculent une distance orthogonale pondérée, nous proposons de calculer la distance euclidienne entre les stations et les courbes. Cet indice est appelé test du L-Ratio.
Les chroniques de VCN_{10} sont donc ajustées aux sept lois testées, sur la période 1971-2000. L'année 2003 est volontairement retirée de l'échantillon car cette année particulièrement sèche est utilisée par la suite pour vérifier la robustesse des modèles statistiques (Masson, 1992), en particulier ceux intégrant un débit seuil.

4. Evaluation de la performance des lois par les différents tests statistiques

Pour évaluer la performance des lois nous nous référons aux résultats des tests statistiques. Le graphique ci-dessous met en évidence, pour chaque loi et en fonction des trois tests, le pourcentage de stations pour lequel la loi s'ajuste le mieux.

Figure 3-9 : Evaluation à partir des 3 tests de la performance des lois statistiques pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} - Statistique réalisée à partir des résultats des 56 stations (1971-2000).



On constate que les trois tests aboutissent à des résultats différents : le test d'adéquation de Kolmogorov-Smirnov désigne le plus souvent la GEV ; le test du L-Ratio, fondé sur le graphique des moments linéaires, retient très majoritairement la loi Logistique ; enfin, le test graphique RMSE privilégie la loi Log normale à 3 paramètres. Ces résultats divergents posent le problème du choix de la loi statistique.

4.1. Détermination du test statistique le plus satisfaisant : le RMSE

Les résultats des tests statistiques indiquent que la loi la plus adaptée varie en fonction des stations : l'objectif étant de déterminer pour chacune des stations la loi qui s'ajuste le mieux, les stations ont été triées en fonction de la convergence, ou non, des tests. Trois cas se présentent (tableau 3-1) : convergence complète (bleu), divergence totale (brun) et convergence de deux tests (jaune). Nous avons finalement choisi de suivre le test RMSE car la qualité graphique de l'ajustement nous semble priomordiale, mais aussi car :

- Lorsque les trois tests divergeaient, nous avons appliqué la méthode proposée par Zaidman et al. (2003), qui consiste à déterminer le rang de chaque loi en fonction des différents tests, puis à calculer la moyenne des rangs pour les différentes lois. Au final la loi retenue par ce test confirme le résultat du RMSE ;

- Le résultat du RMSE apparaît dans deux tiers des cas où deux tests convergent. L'observation graphique nous a amené à préférer systématiquement le résultat du RMSE, mais cette procédure n'a représenté que 10 cas sur 56.

Par ailleurs, un artefact semble apparaître pour le test L-Ratio avec les lois de Pareto et Logistique car il les désigne de manière écrasante. En effet, en observant le graphique des moments linéaires, on s'aperçoit qu'il s'agit des deux courbes qui encadrent toutes les autres : en particulier pour la loi Logistique, toutes les stations situées dans la partie haute du graphique vont être rattachées à cette loi ; il en est de même pour Pareto dans la partie basse du graphique.

Les résultats sont rassemblés dans le tableau 3-1, dans la colonne « *loi choisie* » est résumée la procédure de validation du test RMSE. En définitive, on peut observer qu'aucune loi n'est prédominante et les lois de Pareto, Logistique, Pearson et GEV sont retenues chacune pour 15-20 % des stations (figure 3-10).

Figure 3-10 : Loi désignée pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} par le test graphique RMSE.

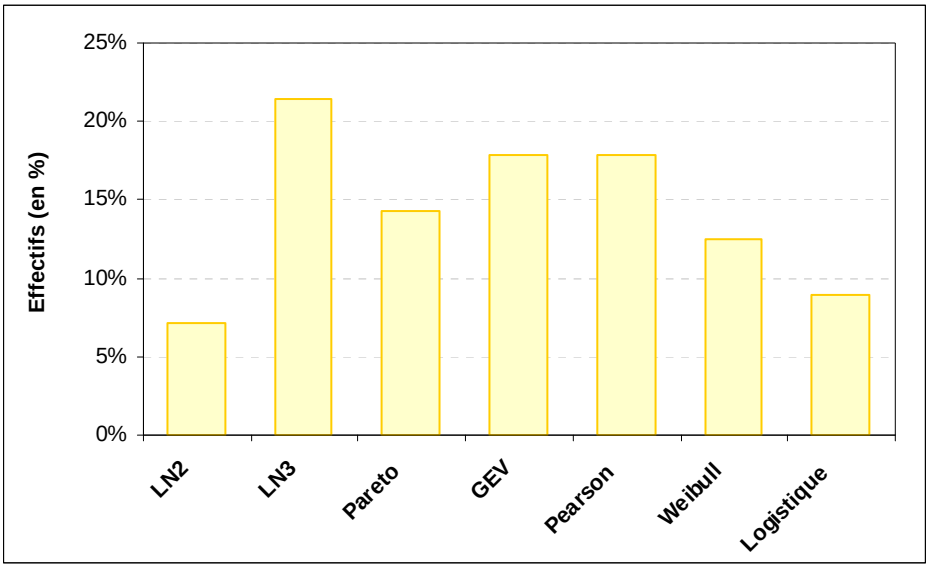


Tableau 3-1 : Résultats des tests statistiques : loi désignée par bassin versant.

Bassin versant	L-Ratio	KS	RMSE	Loi choisie	
La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène	Pareto	Pareto	Pareto	*Convergence*	**I. Convergence des 3 tests : la loi statistique est choisie par les tests**
La Mortagne à Gerbéviller	Pareto	Pareto	Pareto	*Convergence*	
Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon	Pareto	Pareto	Pareto	*Convergence*	
La Nied Allemande à Varize	Pareto	Pareto	Pareto	*Convergence*	
La Sarre à Keskastel	Pareto	Pareto	Pareto	*Convergence*	
La Fecht à Ostheim	Logistique	Logistique	Logistique	*Convergence*	
La Moselle à Custines	Logistique	Logistique	Logistique	*Convergence*	
L'Orne à Rosselange	Logistique	Logistique	Logistique	*Convergence*	
L'Ill à Didenheim	GEV	GEV	GEV	*Convergence*	
La Zorn à Waltenheim	GEV	GEV	GEV	*Convergence*	
La Thur à Staffelfelden	Weibull	Pareto	Weibull	*2 tests*	**II. Convergence de 2 tests : la loi statistique est choisie par le test RMSE**
La Vezouze à Lunéville	Pareto	Pareto	Weibull	*RMSE*	
La Moselle à Épinal	Pareto	Weibull	Weibull	*2 tests*	
La Moselle à Toul	Weibull	Pearson	Weibull	*2 tests*	
La Vologne à Cheniménil	Weibull	GEV	Weibull	*2 tests*	
La Moselle à Fresse	Pearson	LN3	Pearson	*2 tests*	
La Meuse à St-Mihiel	Pearson	LN2	Pearson	*2 tests*	
La Moder à Schweighouse	Logistique	Pearson	Pearson	*2 tests*	
La Moselle à Tonnoy	Weibull	Pearson	Pearson	*2 tests*	
La Moselotte à Vagney	Weibull	Pearson	Pearson	*2 tests*	
Le Madon à Mirecourt	Pareto	GEV	Pareto	*2 tests*	
L'Orne à Boncourt	Pareto	Weibull	Pareto	*2 tests*	
La Chiers à Chauvency	Logistique	LN3	Logistique	*2 tests*	
L'Esch à Jezainville	Logistique	GEV	Logistique	*2 tests*	
La Meuse à Stenay	GEV	GEV	LN3	*RMSE*	
La Chiers à Carignan	Logistique	Logistique	LN3	*RMSE*	
La Moselle à St-Nabord	Pearson	LN3	LN3	*2 tests*	
Le Rupt de Mad à Onville	Logistique	Logistique	LN3	*RMSE*	
La Largue à Dannemarie	Pareto	Pareto	LN3	*RMSE*	
La Meuse à Domrémy-la-Pucelle	Logistique	LN3	LN3	*2 tests*	
La Seille à Nomeny	Logistique	LN3	LN3	*2 tests*	
La Bar à Cheveuges	Logistique	Logistique	LN3	*RMSE*	
La Meuse à Chooz	Logistique	Logistique	LN3	*RMSE*	
La Nied Francaise Pontigny	Logistique	Logistique	LN3	*RMSE*	
La Meuse à Montcy-Notre-Dame	GEV	GEV	LN2	*RMSE*	
Le Seltzbach à Niederroedern	GEV	GEV	LN2	*RMSE*	
La Bruche à Holtzheim	LN3	GEV	GEV	*2 tests*	
La Meurthe à Malzéville	Pearson	GEV	GEV	*2 tests*	
La Meurthe à Raon-l'Étape	Logistique	Logistique	GEV	*RMSE*	
Le Madon à Pulligny	Pareto	Pareto	GEV	*RMSE*	
La Sarre à Sarreinsming	Logistique	GEV	Weibull	**Weibull**	**III. Divergence des 3 tests : le test de rangs confirme le résultat du RMSE**
La Moselle à Rupt-sur-M.	Pareto	LN3	Weibull	**Weibull**	
Le Loison à Han-lès-Juvigny	LN3	GEV	Pearson	**Pearson**	
L'Yron à Jarny	Logistique	GEV	Pearson	**Pearson**	
La Meurthe à St-Dié	LN3	GEV	Pearson	**Pearson**	
La Meuse à Goncourt	LN3	Weibull	Pearson	**Pearson**	
La Sauer à Beinheim	Weibull	GEV	Pearson	**Pearson**	
La Fecht à Wintzenheim	Pearson	LN3	Pareto	**Pareto**	
La Bruche à Russ	Logistique	GEV	LN3	**LN3**	
La Moselle à Hauconcourt	Logistique	GEV	LN3	**LN3**	
Le Brénon à Autrey	Logistique	GEV	LN2	**LN2**	
La Seille à Metz	Logistique	GEV	LN2	**LN2**	
La Meurthe à Damelevières	Logistique	Weibull	GEV	**GEV**	
La Meuse à Vaucouleurs	Logistique	Pearson	GEV	**GEV**	
Le Vair à Soulosse	LN3	Logistique	GEV	**GEV**	
La Weiss à Kaysersberg	Logistique	Pearson	GEV	**GEV**	

4.2. Lois retenues pour l'ajustement des VCN_{10}

Le choix de la loi statistique s'appuie en définitive sur le test du RMSE qui quantifie l'écart graphique entre les distributions théoriques et observées. Les résultats de ce test, synthétisés par la figure 3-10, montrent une légère prédominance de la loi Log normale à 3 paramètres, ce qui rejoint d'autres analyses statistiques réalisées sur les débits d'étiage (Kroll et Vogel, 2002).

Prédominance de la loi Log normale à 3 paramètres

La loi Log normale à 3 paramètres ressort le plus souvent car elle est désignée pour 21 % des stations, suivie de Pearson et de la GEV, qui montrent les meilleurs résultats dans 18 % des cas. On constate par ailleurs que la loi Logistique est la moins souvent retenue avec seulement 9 % des stations pour lesquelles elle serait la plus appropriée. Il est intéressant de noter que pour cet exemple, la contradiction est totale avec les résultats du test L-Ratio qui, à l'inverse, retenait très majoritairement la loi Logistique.

Quelle loi pour quel type de bassins ?

Aucune loi ne ressort de manière prédominante mais un lien plus ou moins cohérent, en rapport avec les caractéristiques des bassins peut être établi entre les types de bassins et l'utilisation ou non d'un débit seuil comme paramètre de la loi ; la carte ci-dessous (figure 3-11) indique pour chaque station la loi statistique qui s'ajuste le mieux d'après les résultats du test RMSE.

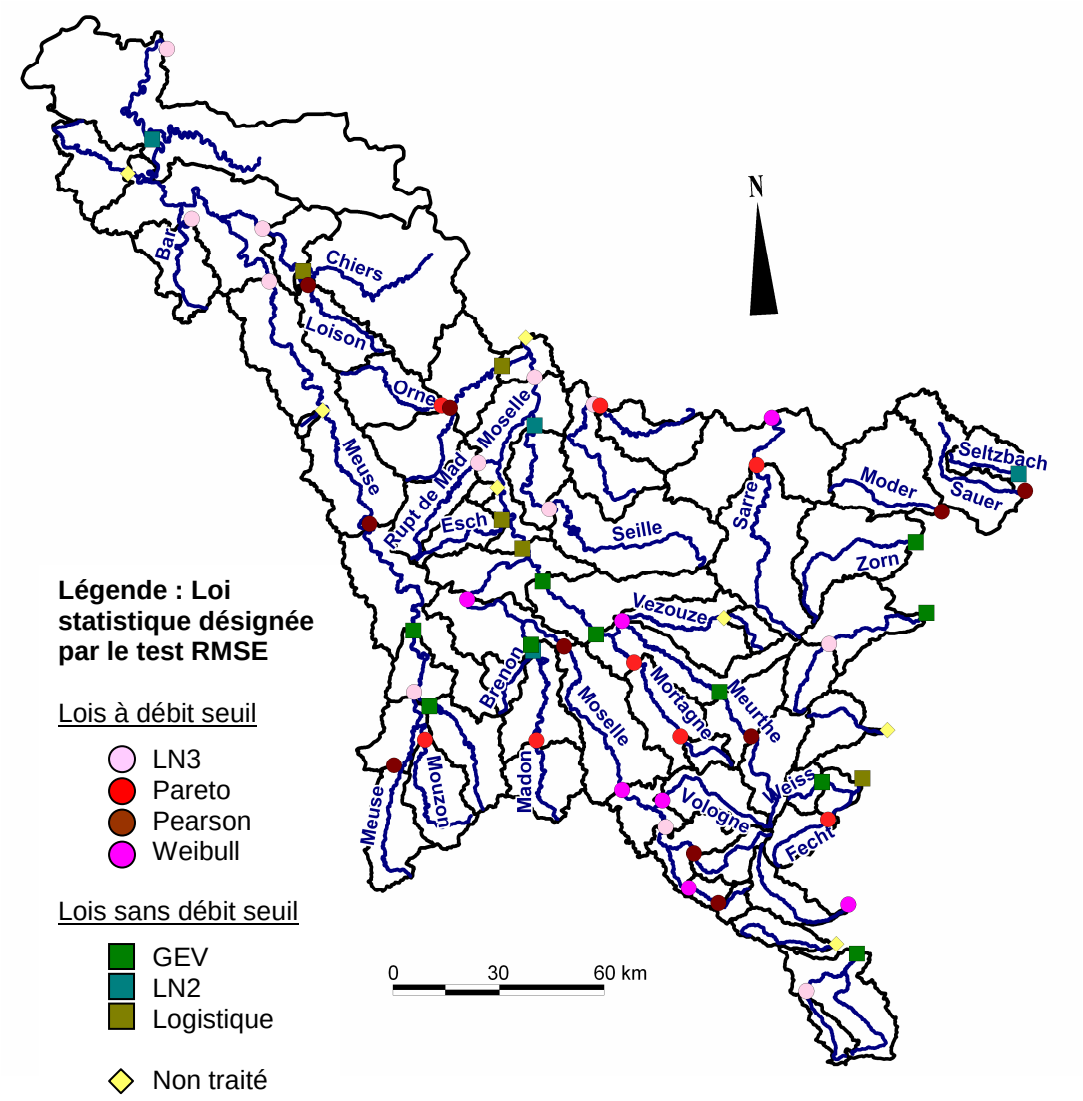
Parmi les cours d'eau s'ajustant mieux à une loi à débit seuil :

- Tous les bassins versants gréseux, sauf une exception, la Zorn à Waltenheim déjà repérée à la fois par le CUSUM et par le diagramme des moments linéaires comme une station peu fiable ou peu naturelle. On peut effectivement comprendre que, dans un climat régulièrement pluvieux les cours d'eau bénéficiant du soutien de larges réserves souterraines puissent paraître ne jamais descendre sous un certain débit. Parmi les cours d'eau de référence on identifie la Mortagne, la Vezouze, la Sauer et la Moder.

- Le second lot de stations représente le milieu cristallin des Hautes Vosges (bassins versants de référence : Fecht, Moselotte et Moselle amont). Au contraire des bassins précédents, ils ne bénéficient que de peu de réserves souterraines mais la justification du débit seuil est plutôt liée à la pluviométrie régulière et très abondante sur les Vosges, qui permet de maintenir les débits des cours d'eau à des niveaux assez élevés.

- Certains bassins versants très imperméables tels que la Meuse à Goncourt ou encore l'Orne à Boncourt vont également chercher des lois avec un débit seuil. Pour ces stations, la valeur du débit seuil est très proche de zéro.

Figure 3-11 : Loi statistique choisie par station par le test RMSE.



Une première interprétation du débit seuil peut être faite, car si par définition il doit s'agir d'une limite physique liée aux capacités des cours d'eau, pour ces exemples, le débit seuil constitue plutôt une limite d'ordre climatique. Ce constat rejoint l'explication des débits minimaux de Pardé (1963) : « Là où il est pérenne, l'ordre de grandeur des minima peut être caractérisé, dans une certaine mesure, bien moins d'après la nature du sol que d'après les variations saisonnières ».

Pour les autres cours d'eau s'ajustant à des lois n'utilisant pas de débit seuil, c'est-à-dire la GEV, la Logistique et la loi Log normale à 2 paramètres, aucune caractéristique de bassin ne ressort clairement : on retrouve certains bassins imperméables et d'autres à la géologie hétérogène.

Aussi, au terme de cette analyse, on retient qu'il n'y a pas de loi unique pour l'ajustement des VCN_{10} de toutes les stations. Le choix de la loi semble dépendre en partie des caractéristiques hydrogéologiques et climatiques des bassins versants.

4.3. Ajustements des chroniques de VCN_{10} à une même loi statistique

Dans la pratique, le choix d'une loi statistique pour l'ajustement des débits d'étiage ne s'effectue pas de manière aussi détaillée. En France notamment, tous les débits d'étiage issus de la Banque Hydro proviennent d'un ajustement à la loi Log normale à deux paramètres. Ces débits caractéristiques d'étiage revêtent alors un caractère « officiel ». Les services gestionnaires utilisent de manière comparable, « voire » exclusive les quantiles calculés par la Banque Hydro. Cette pratique, qui aboutit à un calcul identique de tous les débits d'étiage, présente l'avantage de les rendre comparables sans avoir à justifier les choix statistiques. Bien qu'il s'agisse d'une préoccupation très opérationnelle on peut se poser la question des écarts que l'on obtient entre nos ajustements (loi la plus « adaptée » et estimation des paramètres par les moments linéaires) et ceux issus d'une loi Log normale à deux paramètres ajustée par la méthode du maximum de vraisemblance (Banque Hydro). D'autre part, l'usage de lois à trois paramètres (Log normale 3, Pareto, Weibull et Pearson) pose le problème des « débits seuils » qui peuvent être dépassés lors d'étiages « exceptionnels ».

La principale limite des lois statistiques appliquées ici est à relier à l'usage d'un débit seuil. La validation du modèle à partir de 2003 qui constitue, pour certaines stations le débit le plus bas de la chronique, montre parfois un débit seuil supérieur à celui de 2003 interdisant la détermination de la fréquence de cet étiage. On peut supposer que le calcul itératif imposé pour le calcul de ce paramètre aboutit à une valeur trop proche du plus bas débit observé de la chronique et qu'il pourrait être plus opportun d'estimer ce paramètre de manière raisonnée, peut être à partir de la connaissance du climat combinée à une analyse du tarissement. Cependant, dans de tels essais, on n'a jamais la garantie que le débit proposé soit indépassable. De plus, la qualité des ajustements diminue rapidement en modifiant le débit seuil. Comme le souligne Bernier (1963), « la seule limite naturelle semble être le débit nul » mais le recours à un débit seuil fixé à zéro notamment, donne dans la plupart des cas un ajustement très médiocre. Les modèles statistiques faisant intervenir un débit seuil apparaissent donc peu robustes et leur utilisation limitée.

La loi Log normale 2

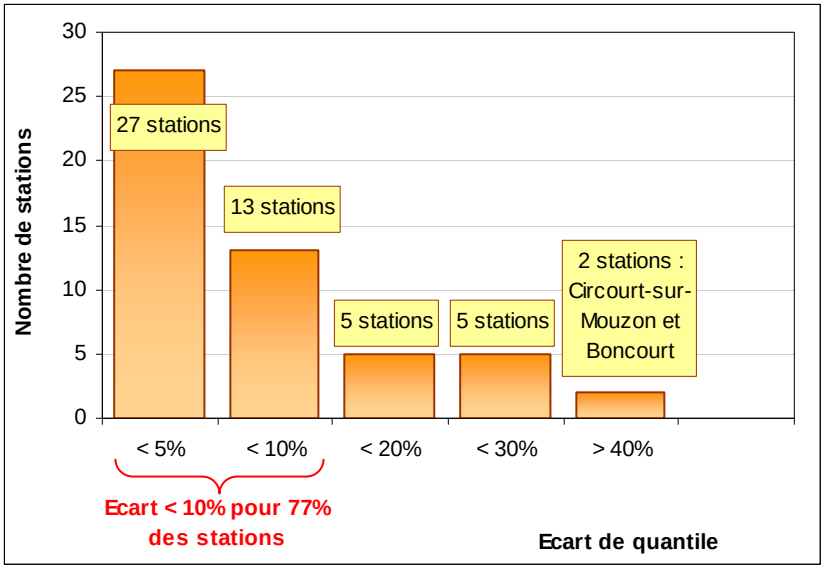
La validation du modèle à l'aide de 2003 met en évidence la dépendance de la détermination du débit seuil avec la période d'étude et soulève le problème plus global de l'utilisation de lois comportant de nombreux paramètres. En effet, comme le souligne Masson (1992), « il est relativement facile de bien ajuster le modèle à l'échantillon des observations : il suffit de multiplier le nombre de paramètres du modèle ». Pour lui ce type de loi permet ainsi de « décrire les sinuosités de la distribution, mais risque de conduire à des extrapolations éloignées de la réalité ».

Pour ces raisons, nous choisissons de retenir, pour l'ajustement des débits d'étiage, la loi Log normale à deux paramètres. Si « les lois de probabilité comportant peu de paramètres sont les plus robustes » (Masson, 1992), la loi Log normale a cependant un inconvénient car elle ne peut prendre en compte les débits nuls (de toutes façons l'apparition d'assecs dans une distribution nécessite un traitement statistique un peu différent), cependant les cours d'eau étudiés ici sont pérennes.

De faibles écarts entre les quantiles de la loi Log normale 2 et de la loi qui s'ajuste le mieux

Un tel parti pris exige cependant que l'on vérifie les écarts induits par le fait d'imposer une loi qui ne corresponde pas à celle qui ajuste le mieux l'échantillon. D'importants écarts entre les quantiles calculés par des lois différentes peuvent remettre en cause l'usage d'une loi unique. Le test porte sur le quantile de temps de retour 20 ans du VCN_{10}. Cette valeur est sévère mais l'objectif est d'observer les écarts pour des débits caractéristiques très bas. Nous comparons, par station, ce quantile obtenu par la loi retenue à l'aide du test RMSE avec celui de la loi Log normale à deux paramètres (à l'exclusion des stations où cette loi est retenue par le test RMSE) (figure 3-12 et tableau 3-2).

Figure 3-12 : Ecarts entre les VCN_{10} 1/20ème calculés à partir de la loi Log normale 2 avec ceux issus du meilleur ajustement.



On constate que dans plus de 50 % des cas étudiés, les écarts de quantile du VCN_{10} de durée de retour 20 ans n'excèdent pas 5 %, et dans presque 80 % des cas ils sont inférieurs à 10 %. Le seuil de tolérance de 10 % nous paraît acceptable pour le calcul d'un quantile aussi sévère. Les stations pour lesquelles les différences de quantiles sont élevées correspondent à des stations :

- Aux chroniques « douteuses » (Dannemarie, Keskastel) ;
- Influencées (Rosselange) ;
- Pour lesquelles la faiblesse des débits bruts peut engendrer de forts écarts en valeur relative (Boncourt) ;
- Soit enfin à des stations pour lesquelles la loi qui ajustait le mieux l'échantillon correspond à la loi de Pareto : le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon et l'Orne à Boncourt constituent des stations pour lesquelles l'application forcée de la loi Log normale pose vraiment problème.

Tableau 3-2 : Quantiles du VCN_{10} de fréquence 1/20ème en fonction des différentes lois d'ajustement – Ecart (en %) entre la loi Log normale 2 (LN2) et la loi (M) qui s'ajuste le mieux.

Cours d'eau	Station	Log normale 2	Log normale 3	Pareto	GEV	Pearson	Weibull	Logistique	(M – LN2) / M
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	0,307	0,307	0,317	0,298	0,301	0,320	0,277	3%
Brénon	Autrey	0,010	0,010	0,008	0,009	0,009	0,009	0,008	*
Sauer	Beinheim	0,741	0,742	0,698	0,696	0,714	0,748	0,708	-4%
Orne	Boncourt	0,030	0,030	0,018	0,014	0,025	0,037	0,009	-67%
Chiers	Carignan	5,281	5,392	5,010	5,398	5,418	5,300	5,314	2%
Chiers	Chauvency	3,665	3,666	3,009	3,483	3,611	3,422	3,457	-6%
Vologne	Cheniménil	0,948	0,959	0,939	0,953	0,968	0,986	0,877	4%
Bar	Cheveuges	0,325	0,332	0,263	0,323	0,330	0,287	0,317	2%
Meuse	Chooz	15,293	15,675	12,967	15,525	15,769	14,378	14,985	2%
Mouzon	Circourt-sur-M.	0,031	0,031	0,022	0,018	0,028	0,027	0,018	-41%
Moselle	Custines	10,960	10,973	8,333	10,534	11,413	9,780	10,549	-4%
Meurthe	Damelevières	4,179	4,180	3,586	3,764	4,171	3,781	4,908	-11%
Largue	Dannemarie	0,029	0,034	0,030	0,033	0,029	0,031	0,029	15%
Ill	Didenheim	0,442	0,442	0,393	0,362	0,439	0,398	0,367	-22%
Meuse	Donrémy La P.	0,395	0,423	0,380	0,414	0,416	0,393	0,422	7%
Moselle	Epinal	2,941	2,989	2,925	2,953	3,001	3,078	2,860	4%
Moselle	Fresse	0,168	0,174	0,174	0,168	0,178	0,180	0,168	6%
Mortagne	Gerbéviller	0,622	0,622	0,531	0,491	0,602	0,559	0,492	-17%
Meuse	Goncourt	0,025	0,025	0,022	0,022	0,025	0,024	0,019	0%
Loison	Han-lès-Juvigny	0,114	0,114	0,094	0,100	0,106	0,106	0,092	-8%
Moselle	Hauconcourt	11,721	11,909	10,127	11,701	12,176	11,151	11,612	2%
Bruche	Holtzheim	0,362	0,362	0,275	0,277	0,381	0,341	0,085	-31%
Yron	Jarny	0,143	0,143	0,118	0,096	0,145	0,129	0,108	1%
Esch	Jezainville	0,034	0,034	0,020	0,032	0,033	0,027	0,031	-10%
Weiss	Kaysersberg	0,413	0,413	0,369	0,410	0,408	0,406	0,397	-1%
Sarre	Keskastel	0,733	0,733	0,605	0,569	0,733	0,682	0,629	-21%
Vezouze	Lunéville	0,679	0,679	0,658	0,655	0,655	0,687	0,678	1%
Meurthe	Malzéville	4,400	4,400	3,113	3,541	4,630	4,342	3,460	-24%
Seille	Metz	0,733	0,733	0,648	0,702	0,739	0,717	0,743	*
Madon	Mirecourt	0,488	0,488	0,470	0,441	0,478	0,466	0,442	-4%
Meuse	Montcy-Notre-D.	12,131	12,136	10,546	12,143	12,143	11,801	11,377	*
Seltzbach	Niederroedern	0,086	0,086	0,072	0,081	0,089	0,081	0,075	*
Seille	Nomény	0,660	0,669	0,524	0,695	0,671	0,592	0,673	1%
Rupt de Mad	Onville	0,239	0,241	0,197	0,245	0,247	0,216	0,231	1%
Fecht	Ostheim	0,369	0,369	0,259	0,370	0,392	0,323	0,354	-4%
Nied Française	Pontigny	0,308	0,313	0,263	0,316	0,316	0,281	0,311	2%
Madon	Pulligny	0,755	0,755	0,700	0,707	0,742	0,726	0,682	-7%
Meurthe	Raon l'Etape	1,773	1,774	1,731	1,715	1,736	1,794	1,643	-3%
Orne	Rosselange	0,532	0,532	0,376	0,476	0,544	0,474	0,441	-21%
Moselle	Rupt-sur-M.	0,323	0,323	0,253	0,308	0,299	0,302	0,275	-7%
Bruche	Russ	0,736	0,746	0,656	0,738	0,753	0,719	0,733	1%
Sarre	Sarreinsming	1,639	1,639	1,269	1,395	1,684	1,495	1,379	-10%
Moder	Schweighouse	1,592	1,592	1,063	1,642	1,634	1,431	1,532	3%
Vair	Soulosse	0,248	0,248	0,197	0,247	0,245	0,234	0,239	0%
Meurthe	St-Dié	0,858	0,885	0,871	0,874	0,894	0,903	0,809	4%
Meuse	St-Mihiel	1,282	1,283	1,101	1,274	1,302	1,220	1,199	2%
Moselle	St-Nabord	0,861	0,900	0,776	0,866	0,862	0,809	0,781	4%
Thur	Staffelfelden	0,353	0,353	0,354	0,275	0,333	0,333	0,267	-6%
Meuse	Stenay	4,268	4,569	4,026	4,563	4,441	4,129	4,639	7%
Moselle	Tonnoy	3,146	3,148	3,057	2,952	3,088	3,261	2,795	-2%
Moselle	Toul	3,636	3,637	2,792	3,308	3,482	3,390	3,326	-7%
Moselotte	Vagney	0,412	0,412	0,311	0,375	0,382	0,383	0,342	-8%
Nied Allemande	Varize	0,193	0,193	0,164	0,151	0,189	0,177	0,163	-18%
Meuse	Vaucouleurs	0,933	0,933	0,748	0,892	0,922	0,877	0,806	-5%
Zorn	Waltenheim	1,346	1,346	1,204	1,205	1,356	1,284	1,188	-12%
Fecht	Wintzenheim	0,358	0,376	0,397	0,366	0,381	0,401	0,365	10%
								Ecarts > 10%	

La loi Log normale à deux paramètres semble être un bon compromis entre une loi simple d'application et qui présente de bons ajustements graphiques (annexe 3-1). Pour ces raisons, les débits d'étiage sont ajustés uniformément à la loi Log normale à deux paramètres. Le cas des stations de Circourt-sur-Mouzon et Boncourt, qui s'ajustent mieux à la loi de Pareto posent cependant problème.

L'utilisation des valeurs des VCN_{10} dans une analyse statistique ne permet toutefois pas de tenir compte de la durée des étiages. Cet aspect nous semble pourtant important notamment pour expliquer les situations de sécheresse les plus pénalisantes au regard des activités humaines et de leurs impacts sociaux. Pour cette raison nous complétons l'analyse fréquentielle de cette variable par une analyse fréquentielle multi-durée fondée sur la méthode Débit-durée-Fréquence.

5. Ajustements multi-durée des VCN à partir de la méthode QdF fondée sur la loi Log normale

L'application de cette méthode reste cohérente avec les conclusions de l'analyse statistique des chroniques de VCN_{10} car elle s'appuie initialement également sur la loi Log normale à deux paramètres. Surtout, cette méthode propose une quantification du tarissement. Le modèle QdF élaboré par le CEMAGREF est, à l'origine, développé pour analyser les régimes de crues. Plus récemment Galéa et al. (1999) proposent des développements de cette méthode afin de permettre la caractérisation des étiages. L'intérêt majeur de cette méthode réside dans le fait qu'elle permet de caractériser une situation d'étiage en tenant compte de sa durée. Ils proposent d'appliquer cette méthode aux VCN et aux QCN de durées 1, 3, 5, 10, 15, 20, 30, 60 et 90 jours. Nous l'appliquons aux VCN de 1 à 30 jours car nous avons montré que les durées supérieures ne sont plus vraiment représentatives des étiages.

L'objectif de la méthode QdF est d'aboutir à un modèle calé sur la loi Log normale 2 qui permette de déterminer les quantiles pour toute période de retour T et toute durée *d* à partir de 3 paramètres descripteurs du régime d'étiage :

$$\mathrm{VCNd}(u_F) = e^{s_{di} \times u_F} \times e^{m_{di}} \qquad \textit{Eq. (3-1)}$$

- $\mathbf{m_{di}}$ est le paramètre de position (moyenne des log des VCN de durée di)
- $\mathbf{s_{di}}$ est le paramètre d'échelle (calculé sur le log des VCN de durée di)
- $\mathbf{u_F}$ est la variable centrée réduite de Gauss

Et prend la forme suivante (voir encadré 3-1) :

$$VCN(d, u_F) = e^{S_c \times u_F} \times VCN(2,1) \times (a \times (d-1) + 1) \qquad \textit{Eq. (3-2)}$$

Avec les 3 paramètres :

- le **paramètre de position** : le VCN 1 jour de durée de retour 2 ans : **VCN (2, 1)** qui permet de rendre chaque courbe débit-durée-fréquence adimensionnelle ;
- le **paramètre d'échelle** : l'écart-type consolidé $\mathbf{S_c}$;
- le **paramètre « a »** qui permet de faire le lien entre toutes les durées de VCN. Selon l'auteur, ce paramètre correspond à la décroissance linéaire des débits en période d'étiage. Cette valeur correspondrait donc à un coefficient de tarissement.

L'originalité de cette méthode repose sur le fait qu'elle permette de proposer une formulation unique pour le calcul des quantiles pour toutes les durées *d* : VCN (d, u_F). Pour ce faire le modèle repose sur deux hypothèses majeures illustrées en encadré 3-1 :

1. On considère que les distributions de VCN_d représentées avec des échelles gausso-arithmétiques montrent un parallélisme. Si cette propriété appelée « propriété d'affinité » est vérifiée, il est alors possible de déterminer une pente unique appelée écart-type consolidé (Sc). Il est calculé sur l'ensemble des logarithmes des VCN normés : $\ln VCN_d - (\overline{\ln VCN_d})$

2. La deuxième hypothèse, pour u_F fixé, est que la variation des valeurs naturelles des VCN en fonction de la durée *d* peut être représentée par une seule droite, induisant un parallélisme de ces différentes droites en valeurs logarithmiques.

Il sera intéressant de comparer les valeurs « a » aux valeurs de coefficients de tarissement obtenus lors de l'analyse du tarissement des cours d'eau puisque selon les auteurs, « a » représenterait le tarissement. Après vérification de l'hypothèse du parallélisme des distributions multi-durées exprimées en valeurs logarithmiques, le modèle a pu être appliqué. Le principale intérêt de la mise en œuvre du modèle réside ici dans l'interprétation du paramètre « a » abordée au chapitre 6 (les paramètres des lois, sont rassemblés en annexe 3-2).

ENCADRE 3-1: Méthode Débit-durée-Fréquence : un modèle à trois paramètres (Exemple de la Moselle à Tonnoy (1971-2000)

$$VCN(d,u_F) = e^{S_c \times u_F} \times VCN(2,1) \times (a \times (d-1)+1)$$

I. L'ECART-TYPE CONSOLIDE S_c

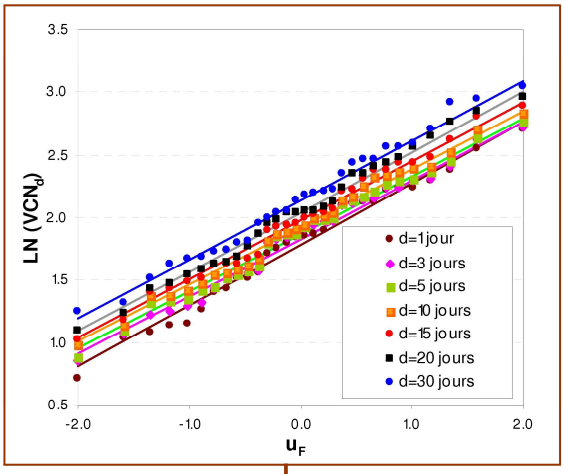
II. VCN de durée 1 jour et de temps de retour 2 ans: VCN (2,1)

III. DECROISSANCE THEORIQUE ENTRE LES DIFFERENTES DUREES DE VCN REPRESENTEE PAR LE PARAMETRE a

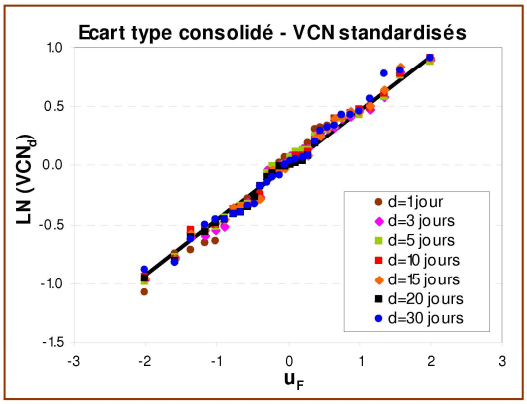
La première hypothèse est que les distributions de VCN exprimées en valeurs logarithmiques montrent un parallélisme (écarts-types identiques) appelé propriété d'affinité :

La deuxième hypothèse, pour u_F fixé, est que la variation des valeurs naturelles de chaque VCN en fonction de la durée d peut être représentée par une droite. Il y a parallélisme en valeurs logarithmiques entre les droites des différentes durées.

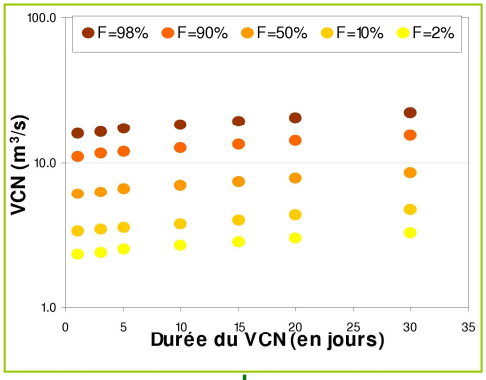
VERIFICATION DE LA PROPRIETE D'AFFINITE



CALCUL DE L'ECART-TYPE CONSOLIDE : S_c

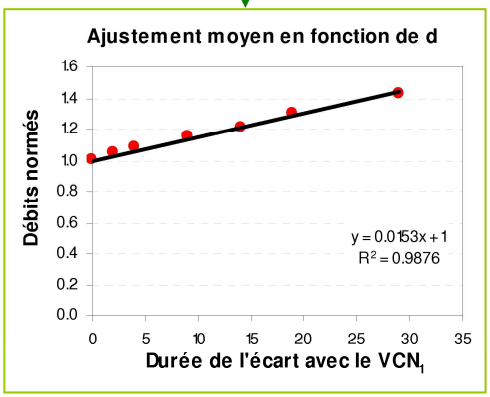


VERIFICATION DU PARALLELISME ENTRE LES COURBES QdF



Débit exprimé en % du VCN$_1$ théorique de la fréquence

CALCUL DE LA PENTE : a



III. Analyse statistique des chroniques de VCN_{10} tronquées

En procédant à partir d'un échantillon préalablement tronqué, la démarche devient fondamentalement différente : en limitant l'étiage à certaines valeurs de débit on admet, en effet, que l'étiage ne constitue pas un phénomène annuel (dans le cas de certaines années très pluvieuses il peut donc arriver qu'il n'y ait pas d'étiage). Cette démarche rejoint les réflexions menées autour de la définition de l'étiage au chapitre 1, ainsi que la recherche d'un débit limite d'étiage, abordée au chapitre 2.

Les échantillons de VCN_{10} ont été tronqués avec pour limite le débit modal, valeur proposée préalablement comme limite supérieure des étiages (cf. chapitre 2) avec pour objectif d'aboutir à un échantillonnage plus homogène d'une série d'événements extrêmes.

La démarche adoptée pour l'analyse fréquentielle des chroniques de VCN_{10} tronquées reste la même : l'estimation des paramètres des lois est réalisée de manière similaire et les 7 mêmes lois sont testées ; leurs performances sont évaluées par les trois tests statistiques appliqués précédemment (KS, RMSE et L-Ratio). L'objectif est d'observer si les lois les plus adaptées à l'ajustement des chroniques tronquées diffèrent de celles désignées pour ajuster les chroniques entières. On s'interroge là encore sur la loi la plus performante et sur la possibilité d'ajuster les chroniques à une même loi pour l'ensemble des stations.

1. Les chroniques de VCN_{10} tronquées

Les chroniques tronquées sont rassemblées en annexe 3-3. Pour certaines stations, le nombre d'épisodes supprimés (tableau 3-3) peut être assez important (notamment comme on l'a vu dans le cas d'un débit modal bas, cf. chapitre 2). Dans certains cas, heureusement minoritaires, le nombre d'événements devient même trop faible pour pouvoir envisager une analyse statistique représentative : parmi les 8 stations où le nombre d'événements est inférieur à 15, 2 d'entre elles sont fortement influencées par les exhaures minières (l'Yron à Jarny et l'Orne à Rosselange, Freyermuth, 2004) et les autres ont généralement en commun une géologie défavorable aux soutiens d'étiage, puisqu'on retrouve les bassins de référence pour caractériser le milieu imperméable et deux bassins calcaires :

- La Meuse à Goncourt *(marnes et argiles)*
- Le Brénon à Autrey *(marnes et argiles)*
- Le Loison à Han-lès-Juvigny *(argiles)*
- L'Orne à Boncourt *(argiles)*
- Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon *(calcaires)*
- L'Esch à Jezainville *(calcaires)*

Pour rendre les résultats comparables avec ceux issus des chroniques complètes, les ajustements statistiques sont toutefois réalisés pour l'ensemble des chroniques des 56 stations.

Tableau 3-3 : Nombre d'années supprimées pour les chroniques de VCN_{10} tronquées (Bassins de référence).

Cours d'eau	Station	Part (en %) de VCN_{10} tronqués
Mouzon	Circourt-sur-Mouzon	72%
Meuse	Goncourt	66%
Brénon	Autrey	63%
Loison	Han-lès-Juvigny	63%
Esch	Jezainville	57%
Orne	Boncourt	43%
Sauer	Beinheim	33%
Moselle	Rupt-sur-Moselle	27%
Seltzbach	Niederroedern	27%
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	23%
Moselle	Fresse	22%
Moder	Schweighouse aval	20%
Vologne	Chénimenil	17%
Fecht	Wintzenheim	14%
Moselle	Epinal	13%
Zorn	Waltenheim	10%
Meurthe	Raon l'Etape	10%
Meurthe	St-Dié	10%
Moselotte	Vagney	7%
Weiss	Kaysersberg	7%

2. Performance des différentes lois pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées

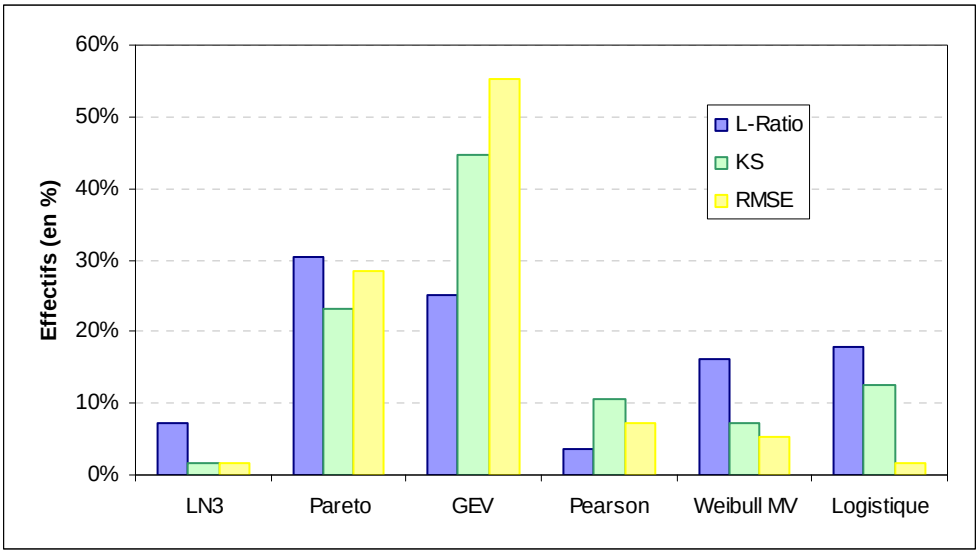
Contrairement à l'analyse des échantillons globaux, les résultats des tests statistiques montrent une meilleure cohérence pour l'ajustement des chroniques tronquées car ils convergent et désignent de manière assez prédominante la loi GEV, puis la loi de Pareto. Les autres lois ne sont retenues que pour un faible nombre de stations (figure 3-13). Comme précédemment, nous désignons la loi statistique à partir du test RMSE.

Détermination par station de la loi statistique la plus adaptée à partir du test RMSE

Les ajustements statistiques des chroniques tronquées, évalués à partir du test RMSE, qui quantifie l'écart graphique entre les distributions théoriques et observées, aboutissent à des résultats très différents de ceux obtenus lors de l'analyse des chroniques complètes. D'une part, la loi Log normale 3, majoritairement désignée pour ajuster les chroniques de VCN_{10} complètes, est peu retenue ici. D'autre part, on constate que les lois GEV et Pareto s'imposent massivement puisqu'elles sont choisies respectivement pour 55 et 29 % des stations, soit 84 % à elles deux.

Les chroniques de VCN_{10} présentent donc une meilleure homogénéité puisque les lois statistiques les plus adaptées se résument quasiment à deux. Nous nous interrogeons sur la possibilité d'appliquer une même loi à toutes les stations.

Figure 3-13 : Evaluation à partir des 3 tests de la performance des lois statistiques pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées - Statistique réalisée à partir des résultats des 56 stations (1971-2000).



3. Ajustements des chroniques de VCN_{10} tronquées à une même loi statistique

Pour l'ajustement des chroniques complètes à une loi unique, la loi Log normale à 2 paramètres avait été choisie. L'ajustement des chroniques tronquées désigne majoritairement la loi GEV et nous la retenons comme loi unique pour deux raisons :

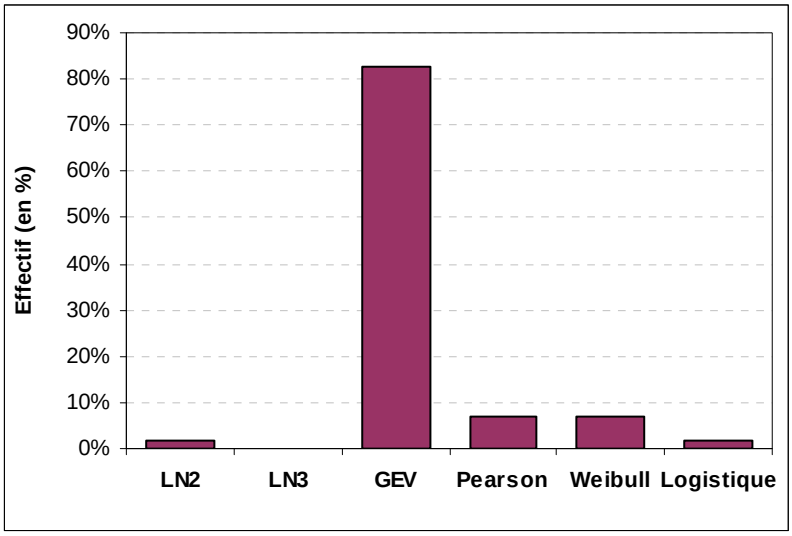
- ***La loi de Pareto utilise un débit seuil***

La préférence pour des lois qui n'utilisent pas de débit seuil nous encourage à ne pas garder la loi de Pareto. L'estimation du débit seuil paraît trop délicate et dans tous les cas non garantie : la loi de Pareto est la seule à proposer une valeur de débit seuil très proche du débit minimum observé (l'écart est inférieur à 10 % dans 80 % des cas). La détermination du débit apparaît donc, pour cette loi, trop dépendante de la période d'étude. De plus, l'estimation du débit seuil reste délicate, même en disposant d'une période d'étude beaucoup plus longue que nos 30 années (Guillot (1971) ironise à propos de Gumbel : « L'extrapolation de la forme limite à la distribution du plus faible débit journalier de la série 1869-1956 amène Gumbel à affirmer que le débit du Rhin à Bâle ne peut tomber en dessous de 256 m^3/s. Manque de chance : il est tombé à 200 m^3/s en 1858 »).

- Les stations ajustées à la loi de Pareto classent la GEV en deuxième position

Lorsque l'on écarte la loi de Pareto, contrairement à ce que l'on pourrait attendre, elle n'est généralement pas remplacée par une loi avec un débit seuil. La figure 3-14 résume les performances des 6 lois (les 7 initiales moins Pareto) pour les 56 stations étudiées : la loi qui ressort très massivement est la GEV qui peut donc être proposée de façon satisfaisante pour un ajustement unique.

Figure 3-14 : Loi désignée par le test RMSE pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées - (la loi de Pareto est retirée des lois d'ajustement).



La GEV : loi retenue pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées

La loi GEV constitue vraisemblablement la loi la plus adaptée pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées des stations étudiées comme en témoignent les faibles écarts de quantile (toujours inférieurs à 10 %) entre cette loi et celle désignée comme la meilleure par les tests. La loi GEV peut donc être retenue uniformément pour l'ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées (cf. annexe 3-4). Le choix de cette loi est d'autant plus justifié qu'il s'agit d'une loi spécifiquement développée pour les débits extrêmes (**GEV** pour **G**eneralized **E**xtreme **V**alue).

Tableau 3-4 : Quantiles du VCN_{10} (échantillons tronqués) de fréquence 1/20ème en fonction des différentes lois d'ajustement – Ecart (en %) entre la loi GEV et la loi qui s'ajuste le mieux (M).

Cours d'eau	Station	Log normale 2	Log normale 3	GEV	Pearson	Weibull	Logistique	(M – GEV) / M
Brénon	Autrey	0,007	0,007	**0,004**	0,006	0,006	0,001	
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	0,304	0,304	**0,306**	0,301	0,317	0,301	4%
Sauer	Beinheim	0,711	0,711	**0,684**	0,695	2,047	0,660	
Orne	Boncourt	**0,032**	0,032	**0,029**	0,031	0,036	0,027	9%
Chiers	Carignan	5,509	5,510	**5,031**	5,543	5,424	5,053	
Chiers	Chauvency	3,769	3,769	**3,033**	3,929	3,864	3,052	
Vologne	Cheniménil	0,973	0,974	**0,950**	0,933	0,988	0,872	-2%
Bar	Cheveuges	0,328	0,328	**0,247**	0,339	0,328	0,250	
Meuse	Chooz	15,623	15,626	**14,470**	15,619	14,588	13,944	
Mouzon	Circourt-sur-Mouzon	0,017	0,017	**0,008**	0,018	0,019	0,006	
Moselle	Custines	11,198	11,197	**9,500**	11,647	10,996	9,531	
Meurthe	Damelevières	4,129	4,129	**3,488**	4,211	4,046	3,441	
Largue	Dannemarie	0,035	0,035	**0,031**	0,034	0,032	0,028	
Ill	Didenheim	0,437	0,438	**0,326**	0,450	0,428	0,287	
Meuse	Domrémy-La-Pucelle	0,380	0,380	**0,334**	0,377	0,367	0,326	
Moselle	Epinal	2,994	2,996	**2,987**	2,973	3,090	2,785	-0.5%
Moselle	Fresse	0,167	0,167	**0,150**	0,163	0,162	0,166	
Mortagne	Gerbéviller	0,567	0,567	**0,528**	0,562	0,521	0,505	
Meuse	Goncourt	0,020	0,020	**0,013**	0,021	0,021	0,012	
Loison	Han-lès-Juvigny	0,086	0,086	**0,065**	0,087	0,086	0,058	
Moselle	Hauconcourt	12,175	12,177	**10,616**	12,219	11,614	10,113	
Bruche	Holtzheim	0,358	0,358	**0,246**	0,390	0,363	0,202	
Yron	Jarny	0,084	0,084	**0,041**	0,077	0,082	0,054	
Esch	Jezainville	0,023	0,023	**0,008**	0,028	0,026	0,008	
Weiss	Kaysersberg	0,417	0,418	**0,402**	0,416	0,394	0,408	
Sarre	Keskastel	0,625	0,625	**0,524**	0,649	3,989	0,450	
Vezouze	Lunéville	0,668	0,668	**0,650**	0,658	1,603	0,606	
Meurthe	Malzéville	4,292	4,291	**3,221**	4,581	4,430	3,270	
Seille	Metz	0,667	0,667	**0,641**	0,657	0,648	0,633	
Madon	Mirecourt	0,416	0,416	**0,398**	0,415	0,420	0,391	
Meuse	Montcy-Notre-Dame	12,336	12,337	**11,255**	12,494	12,068	11,331	
Seltzbach	Niederroedern	0,084	0,084	**0,068**	0,085	0,080	0,054	
Seille	Nomény	0,693	0,693	**0,622**	0,711	0,684	0,621	-0.1%
Rupt de Mad	Onville	0,242	0,242	**0,197**	0,257	0,252	0,195	
Fecht	Ostheim	0,358	0,358	**0,291**	0,404	0,378	0,272	
Nied Française	Pontigny	0,296	0,296	**0,255**	0,302	0,303	0,264	
Madon	Pulligny	0,726	0,727	**0,656**	0,730	0,724	0,671	
Meurthe	Raon l'Etape	1,790	1,791	**1,657**	1,770	1,709	1,659	
Orne	Rosselange	0,388	0,388	**0,133**	0,472	0,445	0,097	
Moselle	Rupt-sur-Moselle	0,332	0,332	**0,302**	0,338	0,290	0,299	-4%
Bruche	Russ	0,752	0,752	**0,713**	0,743	0,726	0,703	
Sarre	Sarreinsming	1,639	1,639	**1,395**	1,684	1,495	1,379	
Moder	Schweighouse	1,581	1,580	**1,568**	1,673	1,538	1,499	-2%
Vair	Soulosse	0,241	0,241	**0,221**	0,247	0,241	0,215	
Meurthe	St-Dié	0,883	0,883	**0,853**	0,854	0,890	0,820	
Meuse	St-Mihiel	1,303	1,303	**1,189**	1,304	1,232	1,117	
Moselle	St-Nabord	0,910	0,910	**0,865**	0,873	0,881	0,862	+1%
Thur	Staffelfelden	0,346	0,346	**0,243**	0,345	2,716	0,086	
Meuse	Stenay	4,544	4,545	**4,208**	4,521	4,319	3,954	
Moselle	Tonnoy	3,146	3,148	**2,952**	3,088	3,261	2,795	
Moselle	Toul	3,624	3,625	**3,207**	3,615	3,272	3,273	
Moselotte	Vagney	0,414	0,414	**0,363**	0,400	0,388	0,337	+7%
Nied Allemande	Varize	0,171	0,171	**0,151**	0,170	0,161	0,114	
Meuse	Vaucouleurs	0,843	0,843	**0,649**	0,909	0,907	0,672	
Zorn	Waltenheim	1,332	1,332	**1,153**	1,351	1,322	1,129	
Fecht	Wintzenheim	0,377	0,377	**0,353**	0,364	0,381	0,367	+3%

IV. Conséquence du mode d'échantillonnage sur les quantiles d'étiage

La sélection des VCN_{10} proposée (VCN_{10} inférieurs au débit modal) et le calcul des quantiles qui en découlent, engendrent des écarts avec les résultats des ajustements des échantillons globaux (tableau 5-3 et annexe 3-5).

Tableau 3-5 : Quantiles du VCN_{10} pour les échantillons globaux et tronqués : comparaison de la valeur du quantile et du temps de retour associé.

Cours d'eau	Station	% de VCN tronqués	F 0.02		F 0.05		F 0.1		F 0.2		F 0.5	
			Q	T	Q	T	Q	T	Q	T	Q	T
Moselotte	Vagney		0.336	50	0.412	20	0.493	10	0.614	5	0.932	2
		7%	0.247	53.6	0.363	21.4	0.473	10.7	0.616	5.4	0.928	2.1
Fecht	Wintzenheim		0.302	50	0.358	20	0.417	10	0.501	5	0.712	2
		10%	0.291	58.1	0.353	23.3	0.412	11.6	0.487	5.8	0.649	2.3
Zorn	Waltenheim		1.209	50	1.346	20	1.481	10	1.662	5	2.072	2
		10%	0.857	55.6	1.153	22.2	1.400	11.1	1.678	5.6	2.132	2.2
Moselle	Fresse		0.142	50	0.168	20	0.196	10	0.235	5	0.334	2
		11%	0.117	64.1	0.150	25.6	0.180	12.8	0.218	6.4	0.294	2.6
Moselle	Epinal		2.496	50	2.941	20	3.403	10	4.060	5	5.692	2
		13%	2.594	57.7	2.987	23.1	3.374	11.5	3.901	5.8	5.137	2.3
Moder	Schweighouse		1.429	50	1.592	20	1.752	10	1.967	5	2.455	2
		20%	1.357	62.5	1.568	25.0	1.753	12.5	1.972	6.3	2.368	2.5
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène		0.267	50	0.307	20	0.347	10	0.403	5	0.536	2
		23%	0.276	65.2	0.306	26.1	0.335	13.0	0.375	6.5	0.468	2.6
Moselle	Rupt-sur-Moselle		0.268	50	0.323	20	0.382	10	0.468	5	0.689	2
		27%	0.231	68.2	0.302	27.3	0.365	13.6	0.442	6.8	0.589	2.7
Seltzbach	Niederroedern		0.069	50	0.086	20	0.105	10	0.134	5	0.211	2
		27%	0.041	68.2	0.068	27.3	0.093	13.6	0.124	6.8	0.183	2.7
Sauer	Beinheim		0.643	50	0.741	20	0.841	10	0.980	5	1.312	2
		33%	0.593	75.0	0.684	30.0	0.770	15.0	0.880	7.5	1.113	3.0
Orne	Boncourt		0.021	50	0.030	20	0.042	10	0.063	5	0.135	2
		43%	0.022	87.7	0.029	35.1	0.036	17.5	0.047	8.8	0.070	3.5
Esch	Jezainville		0.025	50	0.034	20	0.043	10	0.059	5	0.105	2
		57%	*	116.3	0.008	46.5	0.027	23.3	0.046	11.6	0.073	4.7
Meuse	Goncourt		0.019	50	0.025	20	0.033	10	0.045	5	0.083	2
		62%	0.003	147.1	0.013	58.8	0.021	29.4	0.030	14.7	0.044	5.9
Brénon	Autrey		0.007	50	0.010	20	0.013	10	0.017	5	0.032	2
		63%	0.001	136.4	0.004	54.5	0.007	27.3	0.011	13.6	0.018	5.5
Loison	Han-lès-Juvigny		0.088	50	0.114	20	0.143	10	0.189	5	0.321	2
		63%	0.034	135.1	0.065	54.1	0.093	27.0	0.126	13.5	0.186	5.4
Mouzon	Circourt-sur-Mouzon		0.023	50	0.031	20	0.040	10	0.054	5	0.099	2
		69%	*	178.6	0.008	71.4	0.018	35.7	0.029	17.9	0.047	7.1

Q Quantile du VCN_{10} en m^3/s

T Temps de retour du quantile de VCN_{10}

Echantillon global ajusté à la loi Log normale 2

Echantillon tronqué ajusté à la loi GEV

Les échantillons tronqués sont ajustés à la loi GEV alors que la loi Log normale à deux paramètres est retenue pour le traitement des échantillons globaux. Il a toutefois été montré plus haut que le choix de la loi statistique n'engendre pas d'écart important pour le calcul des quantiles. Les écarts observés s'expliquent par :

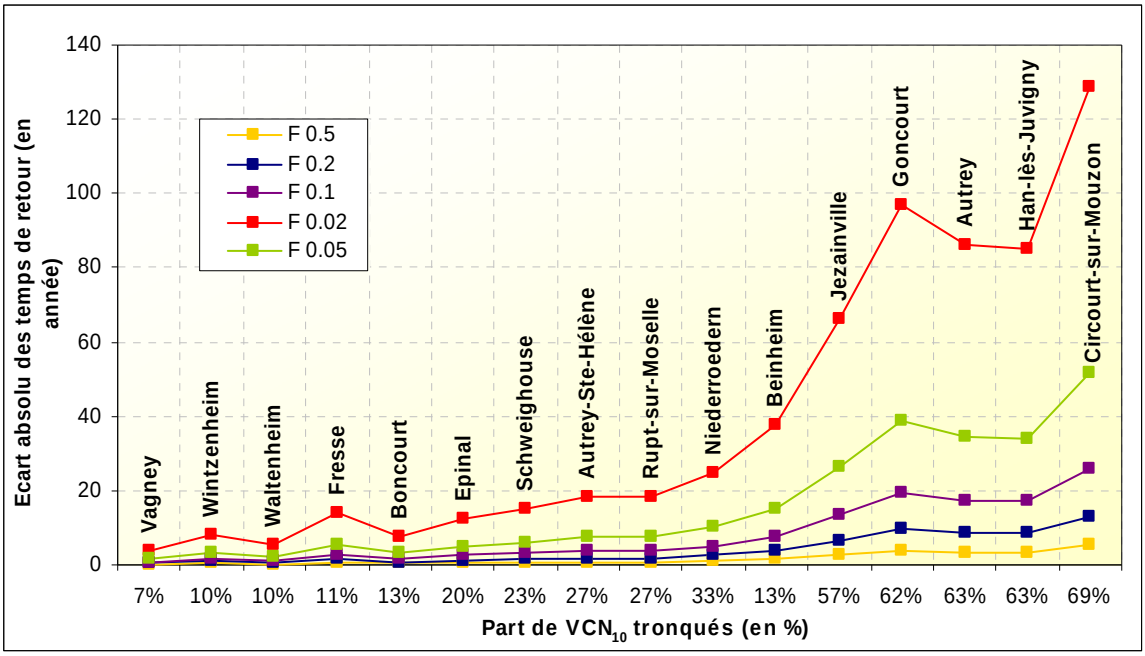
- Les paramètres statistiques des échantillons qui changent : le paramètre de position des échantillons tronqués est moins élevé et l'échantillon lui-même devant être plus homogène, le paramètre d'échelle doit lui aussi être plus faible ;

- Ces écarts vont être d'autant plus élevés que le nombre de valeurs supprimées est important.

Les écarts entre les résultats des deux modes d'échantillonnage s'explique donc surtout par la part de valeurs écartée de l'échantillon : **plus l'échantillon est tronqué, plus les écarts vont être importants**.

Mais l'accent doit être mis sur l'interprétation de ces quantiles car, si dans la théorie ils ont la même fréquence, les valeurs de temps de retour ne sont pas les mêmes (cf. tableau 3-5). L'absence d'étiage certaines années, dans les échantillonnages tronqués, nécessite en effet que l'on calcule la probabilité conditionnelle d'apparition des étiages. Ce n'est qu'une fois cette probabilité calculée (nombre d'années à étiage x fréquence) que le temps de retour d'un événement peut être calculé. Aussi, plus les échantillons de VCN_{10} sont tronqués, plus la probabilité conditionnelle d'avoir un étiage diminue et inversement, la durée de retour des épisodes restants peut augmenter de manière importante. Les écarts entre la durée de retour du quantile issu de l'échantillon global et la durée de retour du quantile de l'échantillon tronqué sont d'autant plus marqués que la part de valeurs tronquées augmente (figure 3-15).

Figure 3-15 : Ecarts entre les temps de retour des quantiles de VCN_{10} calculés à partir des échantillons globaux et ceux des échantillons tronqués – Plus la part de VCN supprimés augmente, plus les écarts en terme de durée de retour augmente.



Conclusion du chapitre 3

L'analyse statistique des **chroniques de VCN_{10} tronquées** semble conforter l'hypothèse d'un **échantillonnage plus homogène** et **plus proche d'une série d'événements extrêmes**. En effet, on peut souligner les résultats convergents des tests statistiques alors que les ajustements des chroniques complètes montraient des résultats plus flous et divergents. La loi GEV qui est d'ailleurs utilisée par d'autres auteurs pour l'ajustement des débits d'étiage (Renard et al., 2006), a été retenue pour un ajustement unique des chroniques tronquées à toutes les stations.

Cependant, si l'idée que l'étiage ne constitue pas un phénomène annuel est intéressante et justifiable sur le plan de la recherche, elle est plus difficile à intégrer dans une démarche opérationnelle et pour les gestionnaires : en écartant la notion d'étiage annuel, la notion de temps de retour n'a plus tout à fait la même signification. Aussi, les ajustements des chroniques de VCN_{10} sont réalisés à la fois pour les séries tronquées, à partir de la loi GEV (traitement « raisonné »), et pour les séries complètes à partir de la loi Log normale à 2 paramètres (traitement « classique »).

Les problèmes relatifs aux choix de la loi sont moins déterminants que le choix de la grandeur d'étiage, car au final, quelle que soit la loi retenue, **les débits caractéristiques d'étiage varient peu. Par contre, selon la grandeur choisie, la caractérisation d'un étiage peut varier de manière importante.** Cette réalité doit rester présente dans un cadre opérationnel et justifie que l'on s'attache à un choix réfléchi de la grandeur d'étiage.

Chapitre 4
Analyse statistique des précipitations associées aux étiages

Sommaire

I. Modèle d'ajustement des cumuls de précipitations mensuelles

1. Les fondements du modèle d'ajustement PcDF

1.1. La propriété d'affinité

1.2. La relation durée-cumul

1.3. Le modèle PcDF

2. Validation du modèle

3. Signification et spatialisation du paramètre « α »

4. Caractérisation des grandes années d'étiage par les fréquences des cumuls de précipitations : les années 1976 et 2003

II. Analyse statistique des séquences sèches

1. Détermination des seuils de durée et de précipitations significatives pour l'analyse des séquences sèches

2. Ajustement des plus longues séquences sans précipitations significatives à la loi exponentielle

A l'origine des étiages sévères, on trouve dans nos climats des situations météorologiques qui ont généré peu de précipitations. Le traitement statistique des variables pluviométriques permet de caractériser, en partie, ces situations météorologiques. Outre la caractérisation des événements, la connaissance des facteurs générant des étiages sévères s'avère indispensable pour permettre une anticipation des situations à risque.

Comme cela a été montré dans le chapitre 2, pour certains bassins perméables, on peut établir une relation simple entre un cumul de pluie hivernal et le débit d'étiage d'une même année. Cette relation nous a amené à élaborer un indicateur statistique simple fondé sur le cumul de précipitations mensuelles, qui permet de déterminer mois après mois la gravité des cumuls en terme de fréquence. Cet indice permet de réaliser un suivi de l'évolution de la situation pluviométrique mois par mois, tout en tenant progressivement compte du poids des mois antérieurs : l'analyse fréquentielle est réalisée pour le mois de janvier, puis pour le cumul janvier + février, etc. jusqu'au cumul réalisé de janvier à juin. En fonction de la gravité du cumul il est ainsi possible d'évaluer la situation et d'anticiper le risque d'apparition d'un étiage sévère.

Le traitement des précipitations journalières aboutit à une statistique sur les séquences sèches. Celle-ci doit être rapprochée des périodes de tarissement et peut être utilisée pour réaliser des prévisions à court terme (quelques jours). Associée à une prévision journalière de débit qui s'appuierait sur une hypothèse d'absence de précipitations, il est en effet possible d'affecter aux prévisions une probabilité d'apparition en fonction de cette statistique fondée sur les jours secs (Bernier, 1963).

I. Modèle d'ajustement des cumuls de précipitations mensuelles

L'analyse de l'évolution de la fréquence des cumuls de précipitations est réalisée à partir d'une méthode largement inspirée du modèle QdF présenté au chapitre précédent. L'intérêt de cette méthode est de proposer un modèle unique d'ajustement statistique pour tous les cumuls de précipitations. Le modèle QdF ayant été développé, notamment pour l'ajustement des débits d'étiage, cette transposition aux précipitations mensuelles cumulées a nécessité une adaptation. Pour cette raison et afin de ne pas les confondre, le modèle d'ajustement multi-durée des cumuls de précipitations est appelé, par analogie avec QdF, PcDF (Précipitations cumulées Durée Fréquence).

1. Les fondements du modèle d'ajustement PcDF

Pour les cumuls de précipitations mensuelles, l'ajustement à une loi Racine normale a été retenu. Cette loi est en effet communément admise pour « l'étude des séries de pluies mensuelles non nulles » (Lubes et al., 1994). Nous avons pu vérifier que les cumuls mensuels s'ajustent également à cette loi, surtout en milieu océanique où les variations saisonnières moyennes sont peu marquées. Pour pouvoir appliquer les fondements de cette méthode, les deux hypothèses du modèle QdF (« propriété d'affinité » et « décroissance linéaire ») doivent être vérifiées.

1.1. La propriété d'affinité

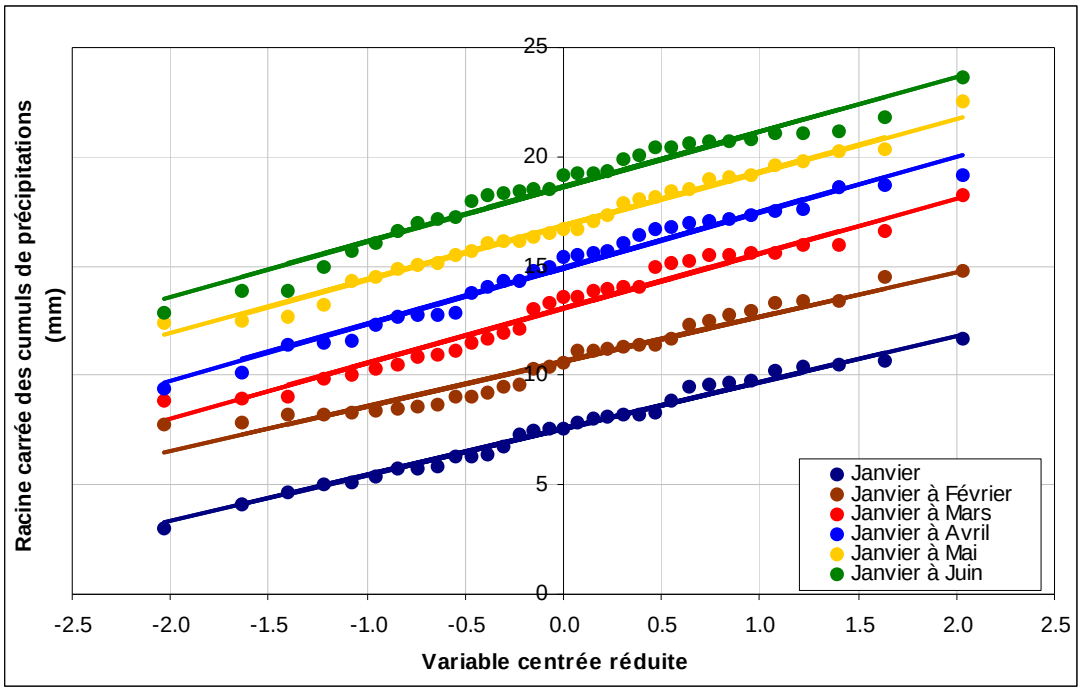
Comme pour le modèle QdF, le modèle PcDF utilise la propriété d'affinité (parallélisme) des droites d'ajustement des racines carrées des cumuls multi-durée. Cette propriété signifie que les différentes distributions affichent des écarts-types comparables permettant le calcul d'une pente unique appelée écart-type consolidé (S_c). Pour toutes les stations le parallélisme est confirmé (exemple figure 4-1). La propriété d'affinité peut s'exprimer de la façon suivante (équation 4-1) :

$$P_{uF} = \left(u_F \times S_c + \overline{C}_D\right)^2 \qquad \textit{Eq. (4-1)}$$

Où :

- P_{uF} est le quantile du cumul des précipitations de janvier à janvier + D mois,
- u_F est la variable centrée réduite de Gauss,
- S_c est l'écart-type consolidé,
- $\overline{C}_D$ est la moyenne des racines carrées des cumuls sur D mois,
- D représente le nombre de mois du cumul,

Figure 4-1 : Vérification de la propriété d'affinité pour les cumuls de précipitations mensuelles – Poste pluviométrique de Nancy (1971-2003) - (cf. chapitre 1, figure 1-12 pour la localisation du poste).



1.2. La relation durée-cumul

En conservant la racine carrée des cumuls de précipitations mensuelles, on peut établir une relation entre la valeur moyenne du mois de janvier et les cumuls moyens des mois suivants. Cette relation est de type puissance (exemples figure 4-2) et peut s'écrire (équation 4-2) :

$$\overline{C}_D = \overline{C}_{D\ janvier} \times D^{\alpha} \qquad \textit{Eq. (4-2)}$$

Où :

- $\overline{C}_D$ est la moyenne des racines carrées des cumuls sur *D* mois,
- $\overline{C}_{D\ janvier}$ est la moyenne des racines carrées des précipitations de janvier,
- *α* est l'exposant de la fonction puissance.

Le paramètre « α » rend compte de l'évolution des cumuls de pluie. Le cumul n'étant finalement qu'un moyen d'exprimer le régime pluviométrique, il est normal que la nuance entre le climat océanique et continental apparaisse au travers de la relation durée-cumul. Pour un régime pluviométrique océanique, « α » a une valeur faible (0,41 par exemple pour la station de Sewen-Lac dans les Vosges). En revanche, pour les régimes pluviométriques évoluant vers un régime continental, l'augmentation des pluies pendant la saison chaude rétablit une approximative linéarité de la relation (exemples figure 4-3). En imposant un ajustement de type puissance, le paramètre « α » montrerait des valeurs significativement supérieures : 0,59 pour Colmar et 0,64 pour Strasbourg.

Figure 4-2 : Relation durée-cumul – a) Poste pluviométrique de Nancy (1971-2003) – b) Poste pluviométrique de Sewen Lac (1971-2003) - (cf. figure 1-12 pour la localisation des postes).

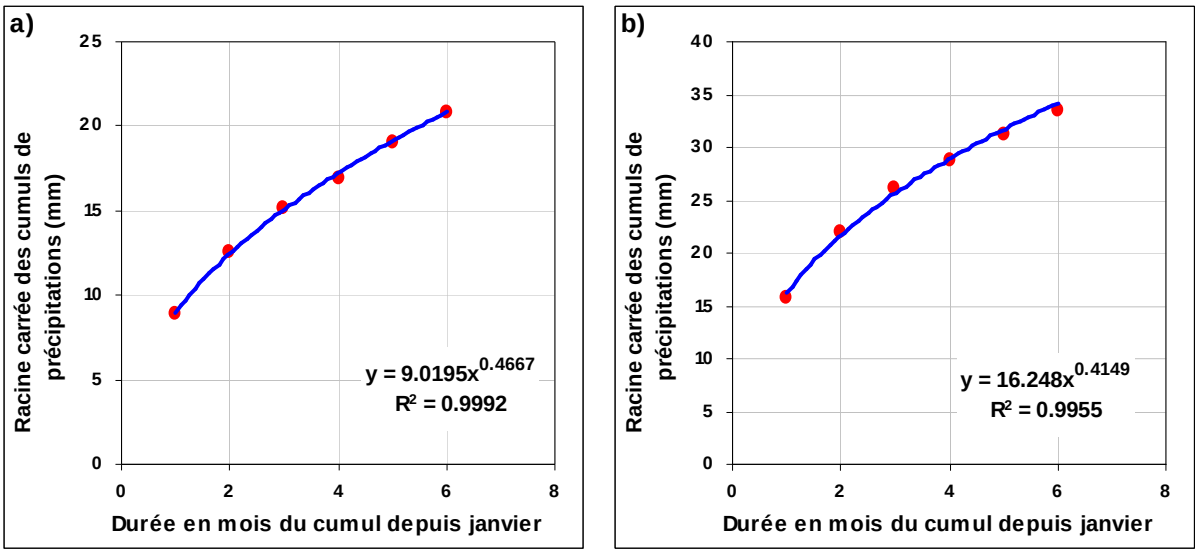
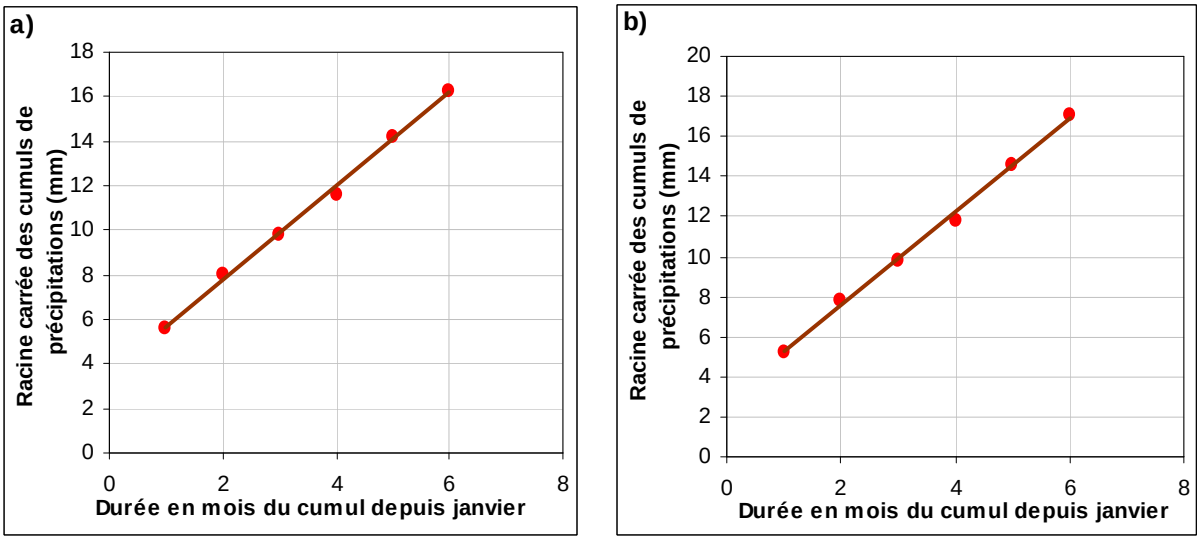


Figure 4-3 : Relation durée-cumul mieux ajustée par une fonction linéaire – a) Poste pluviométrique de Colmar (1971-2003) – b) Poste pluviométrique de Strasbourg (1971-2003) - (cf. figure 1-12 pour la localisation des postes).



1.3. Le modèle PcDF

L'intérêt du modèle est d'utiliser les deux principes évoqués ci-dessus et ainsi permettre le calcul des fréquences pour n'importe quel cumul de précipitations entre janvier et juin. En reprenant les équations 4-1 et 4-2 on obtient la formulation du modèle suivante (équation 4-3) :

$$P_{uF} = \left(u_F \times S_C + \overline{C}_{D\ janvier} \times D^{\alpha}\right)^2 \qquad \textit{Eq. 4-3}$$

2. Validation du modèle

La validation du modèle est réalisée par comparaison entre les quantiles calculés par le modèle et ceux obtenus par un ajustement à la loi Racine normale de chaque cumul. Les graphiques de validation sont satisfaisants car les écarts cumuls ajustés – cumuls modélisés sont très faibles, même pour des fréquences de quantiles sévères (figure 4-4). Par contre, pour les postes situés en Alsace, les graphiques de validation paraissent moins éloquents, avec des quantiles plus éloignés de la bissectrice (figure 4-5). Ces écarts s'expliquent par la fonction puissance imposée partout alors que pour ces postes une relation linéaire serait plus adaptée (cf. figure 4-3).

Figure 4-4 : Validation du modèle – Poste pluviométrique de Nancy (1971-2003)
Les quantiles ont été calculés de la fréquence cinquentennale sèche à la fréquence cinquentenale humide.

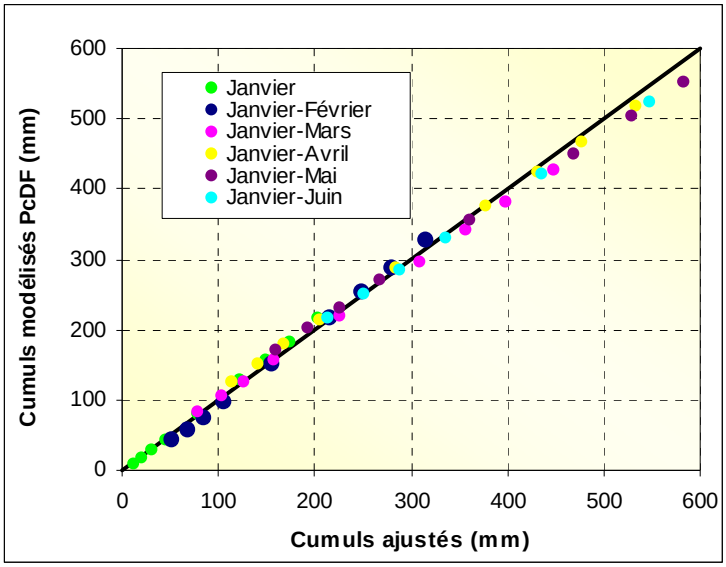
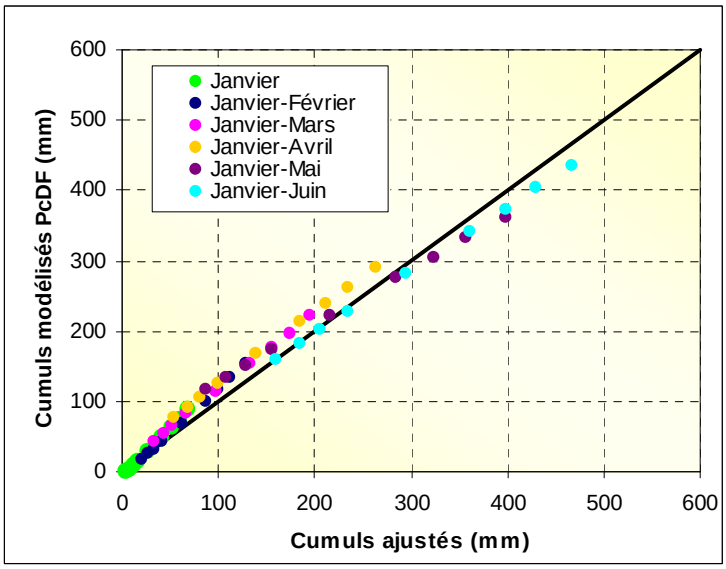


Figure 4-5 : Validation du modèle – Poste pluviométrique de Strasbourg (1971-2003)
Les quantiles ont été calculés de la fréquence cinquentennale sèche à la fréquence cinquentenale humide.

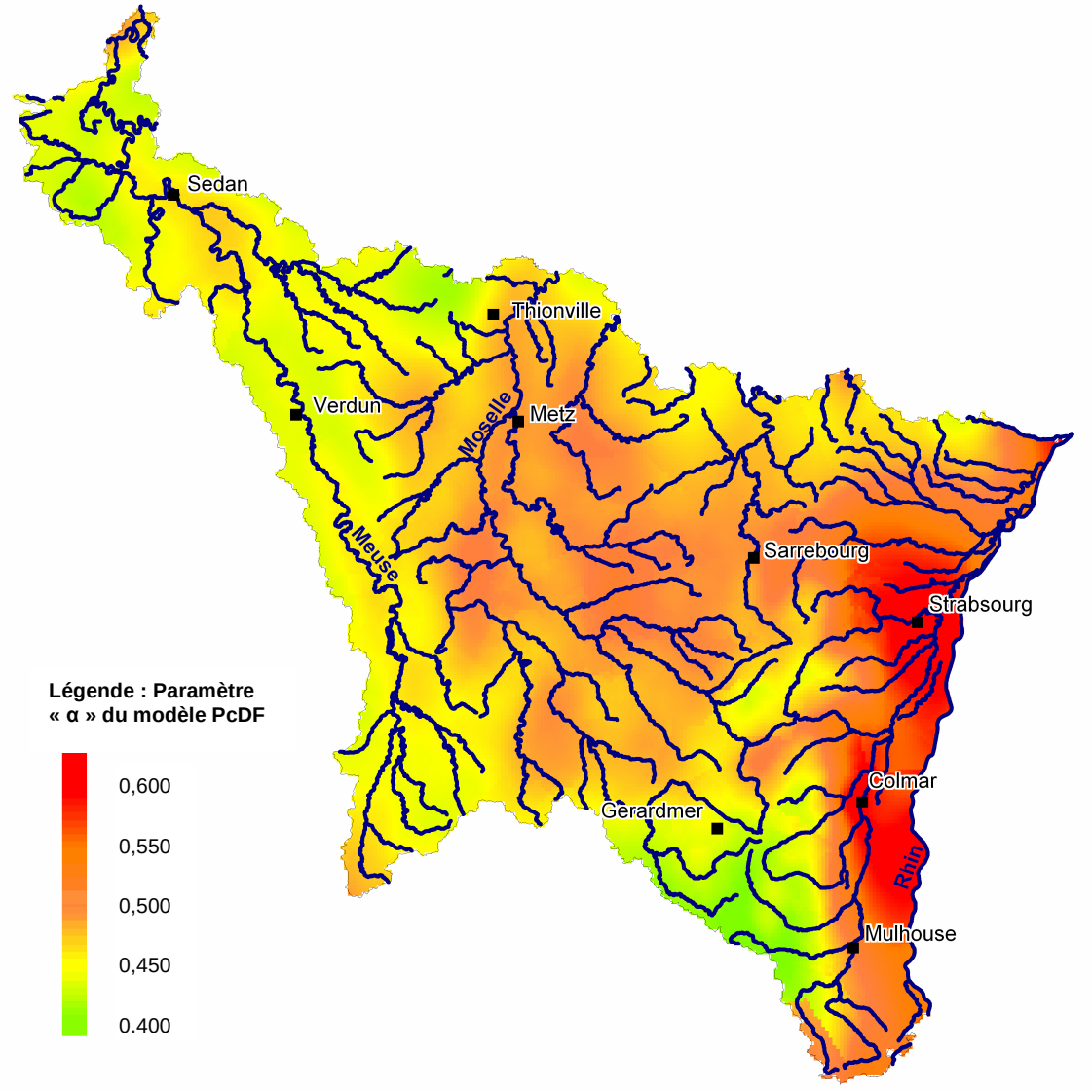


3. Signification et spatialisation du paramètre « α »

L'adaptation moins satisfaisante du modèle aux stations alsaciennes est causée par l'existence d'un maximum de précipitations de saison chaude, comme en milieu continental, qui se fait sentir dès les mois de mai et juin.

La sensibilité du paramètre « α » aux particularités locales du régime climatique nous a encouragé à spatialiser sa variabilité. Pour ce faire, le modèle a été appliqué aux précipitations mensuelles calculées par co-krigeage co-localisé (cf. chapitre 1) à chaque nœud du MNT de résolution 1 kilomètre. Une cartographie des valeurs du paramètre « α » a ainsi pu être réalisée, de même que des cartes de fréquence de cumul de pluie. La figure 4-6 permet d'apprécier la variabilité spatiale du paramètre « α » à l'échelle de notre domaine d'étude.

Figure 4-6 : Cartographie du paramètre « α » qui établit la relation durée-cumul dans le modèle.



Cette représentation cartographique met clairement en évidence l'influence continentale du côté alsacien, où les valeurs de « α » sont supérieures à 0,60. Le Plateau Lorrain, soumis à un climat de transition où les effets de la continentalité commencent à apparaître, présente également des valeurs de « α » assez élevées. A l'inverse, les zones représentées en vert correspondent à des valeurs de « α » plus faibles représentant le climat océanique bien marqué sur les Vosges et les Ardennes (valeurs inférieures à 0,45).

4. Caractérisation des grandes années d'étiage par les fréquences des cumuls de précipitations : les années 1976 et 2003

Le tableau ci-dessous (tableau 4-1) et la figure 4-7 rendent compte de l'indigence des précipitations qui se fait sentir, en 1976, dès le cumul calculé de janvier à février. On peut souligner dès le début d'année une légère différence entre 1976 et l'année 2003 qui apparaît moins sévère. En 1976, la situation devient préoccupante dès le mois de mars, alors que 2003 montre un décalage d'un mois. Par contre, le printemps constitue la période décisive dans la comparaison de ces deux années : en effet, si l'année 2003 bénéficie d'un printemps assez pluvieux, en 1976, au contraire, la situation continue de s'aggraver.

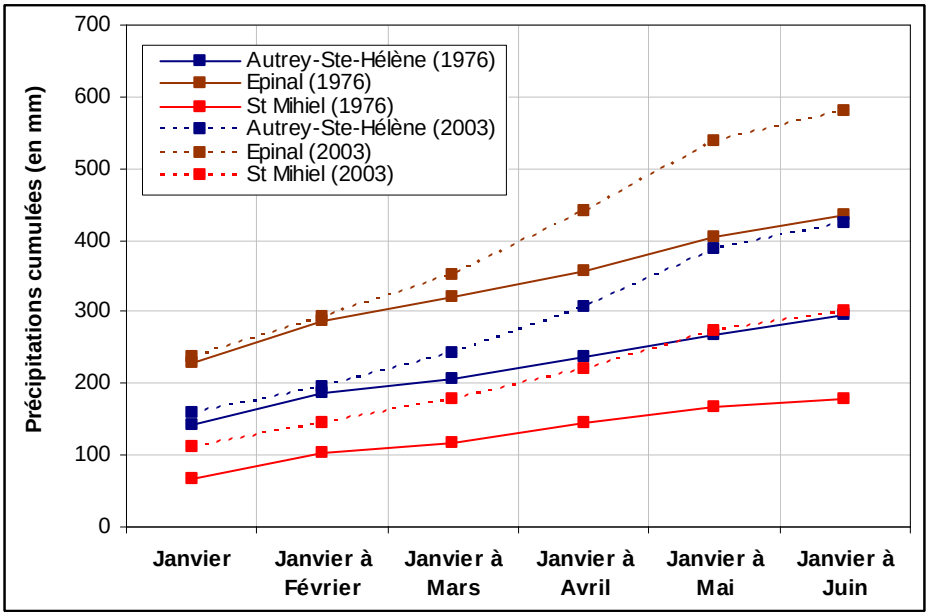
Les cartes des fréquences de cumuls de précipitations illustrent cette aggravation progressive et régulière de la situation de 1976. Elles soulignent également l'étendue géographique du phénomène, car, à la différence de 2003, aucun secteur ne semble épargné par la sécheresse. En revanche, la pluviométrie moins sévère du début de l'année 2003, à laquelle s'ajoute une petite accalmie au printemps, va expliquer, en partie, un étiage généralement plus sévère en 1976.

Tableau 4-1 : Fréquence des cumuls de précipitations pour les années 1976 et 2003.

		Fréquence du cumul de précipitations en 1976					
Cours d'eau	**Station**	**Janvier**	**Janvier à Février**	**Janvier à Mars**	**Janvier à Avril**	**Janvier à Mai**	**Janvier à Juin**
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	74%	48%	21%	10%	5%	2%
Moselle	Epinal	79%	53%	28%	14%	8%	3%
Meurthe	Raon l'Etape	73%	48%	23%	13%	7%	4%
Meuse	St Mihiel	38%	21%	7%	3%	1%	0,4%
Fecht	Wintzenheim	57%	31%	15%	9%	5%	3%

		Fréquence du cumul de précipitations en 2003					
Cours d'eau	**Station**	**Janvier**	**Janvier à Février**	**Janvier à Mars**	**Janvier à Avril**	**Janvier à Mai**	**Janvier à Juin**
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	80%	51%	35%	27%	27%	17%
Moselle	Epinal	81%	54%	36%	30%	28%	17%
Meurthe	Raon l'Etape	83%	59%	43%	35%	33%	23%
Meuse	St Mihiel	70%	44%	27%	20%	17%	10%
Fecht	Wintzenheim	77%	56%	40%	35%	33%	23%

Figure 4-7 : Comparaison entre les précipitations de 1976 et 2003.



Après l'analyse des données mensuelles, nous nous intéressons à la statistique des précipitations au pas de temps journalier.

Figure 4-8 : Cartes des fréquences des cumuls de pluie pour l'année 1976.

Légende : Fréquence des cumuls de pluie

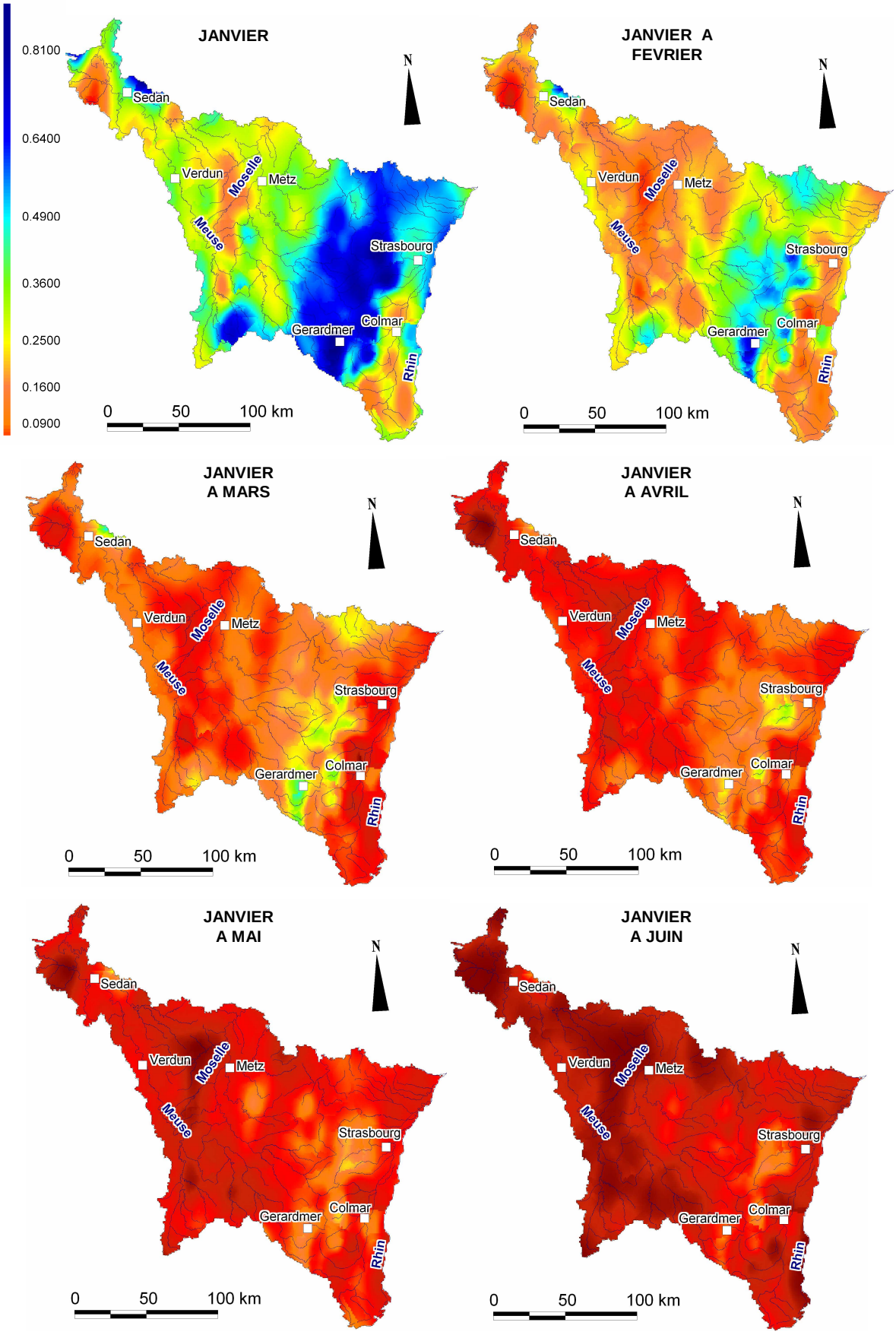
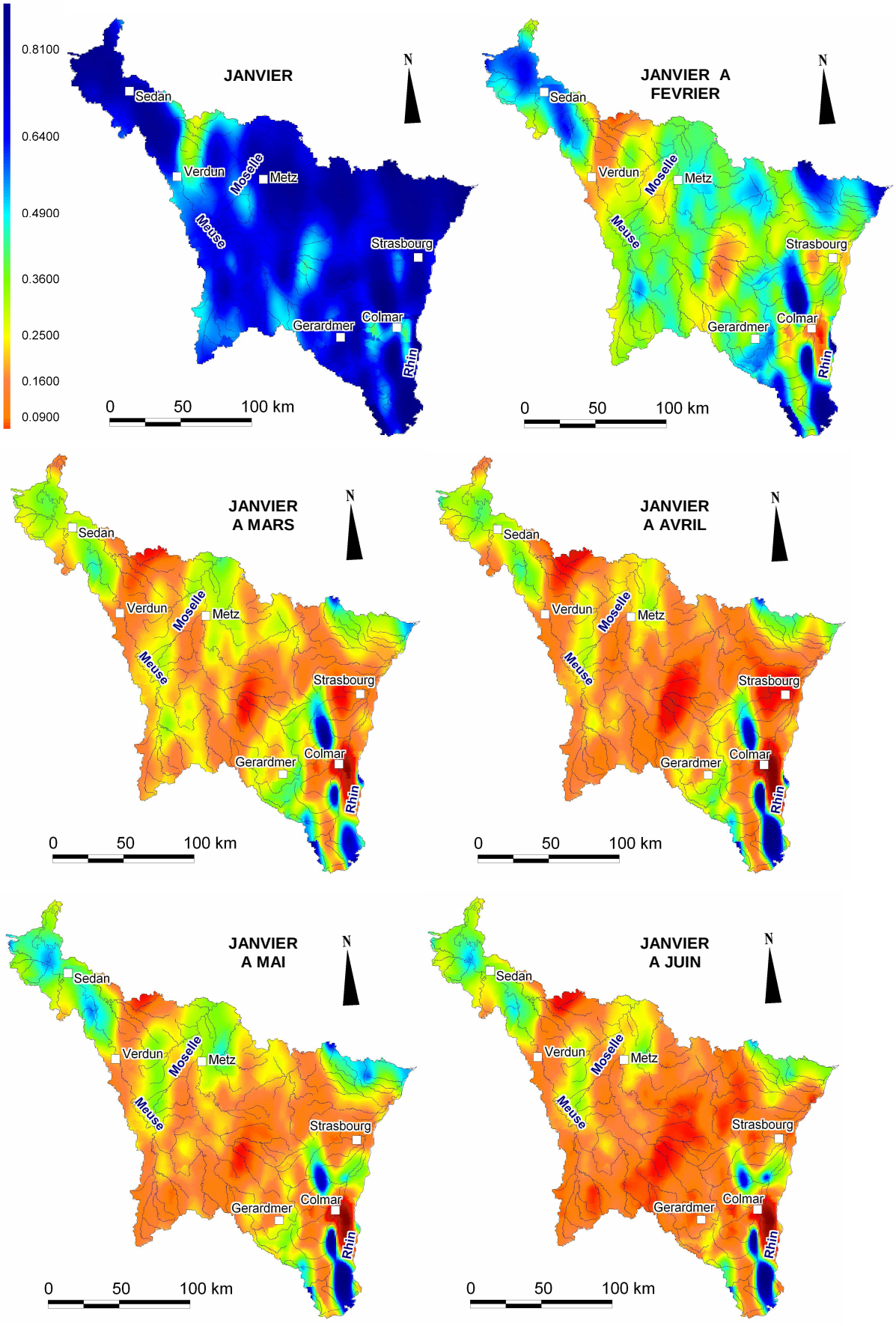


Figure 4-9 : Cartes des fréquences des cumuls de pluie pour l'année 2003.

Légende : Fréquence des cumuls de pluie



II. Analyse statistique des séquences sèches

Nous avons vu dans le chapitre 2 qu'un nombre important de jours sans pluies significatives peut être un facteur aggravant d'une situation d'étiage. Ces situations de pénurie sont d'autant plus critiques quand elles sont atteintes à l'issue d'une longue séquence sèche.

Les séquences dites « sèches » ne concernent pas forcément les jours consécutifs où les précipitations sont nulles. Quand on se réfère aux algorithmes de la plupart des modèles journaliers, si le cumul de pluie journalier est inférieur ou égal à l'évapotranspiration, la totalité des précipitations journalières ne participe pas à l'alimentation du cours d'eau. De même seules les séquences les plus longues sont intéressantes et donc prises en compte (Vicente-Serrano et Begueria-Portugués, 2003). Pour ces raisons, un seuil de précipitations et un seuil de durée sont fixés et l'analyse porte sur les plus longues séquences sans précipitations significatives. L'analyse du nombre de jours secs par des chaînes de Markov (Sharma, 1996 ; De Bruin, 1980), traitée par ailleurs (Lang et al., 2006), n'a pas abouti à des résultats utilisables pour cette recherche, le traitement des séquences sèches d'une durée plus longue et inférieure à un seuil de précipitations est préféré. La méthode d'échantillonnage sélectionne toutes les séquences qui respectent ces deux critères (plusieurs séquences par an).

1. Détermination des seuils de durée et de précipitations significatives pour l'analyse des séquences sèches

Un seuil de précipitations « significatives » peut être imposé, en particulier quand durant la période de basses eaux les prélèvements évapotranspiratoires sont importants. La statistique réalisée sur les séquences sèches est intéressante car elle permet d'estimer la probabilité de la durée d'un tarissement (par définition, séquences où il ne pleut pas). Une durée minimale des séquences est par ailleurs fixée. La prise en compte de faibles durées amènerait à ajuster des durées trop courtes pour qu'une phase de tarissement débute véritablement. Le choix de ces seuils doit être justifié.

Choix du seuil de précipitations : S_p

Un traitement des valeurs de précipitations nettes (P-ETP à la station de Nancy) a abouti à des durées fréquentielles particulièrement élevées. L'estimation des pluies nettes par ce simple procédé est donc abandonnée. Par simplification, un seuil de 3 mm/jour a été retenu. Il correspond à la valeur moyenne d'ETP journalière calculée à la station de Nancy pour les mois de juin à octobre. D'après notre expérience, cette valeur, bien que très globalisante, paraît adaptée.

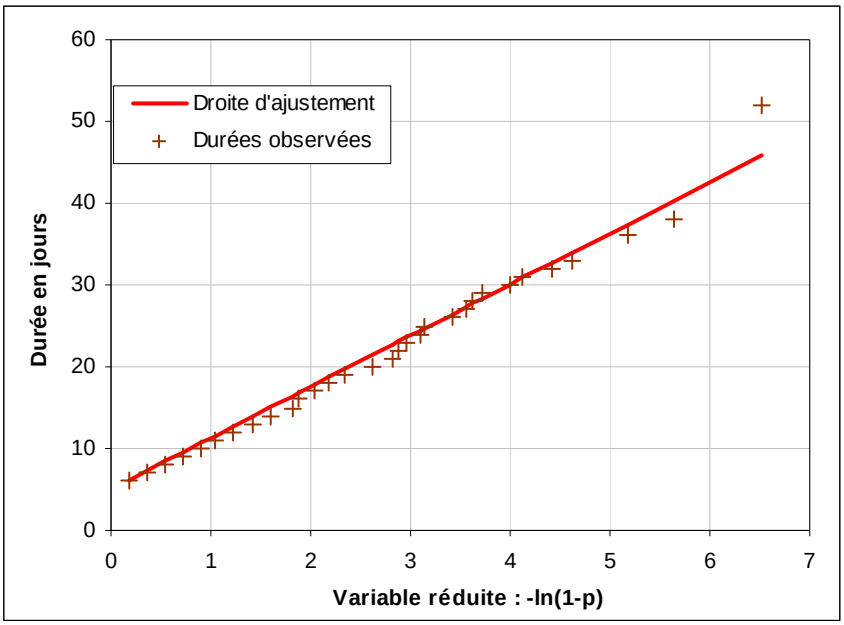
Choix du seuil de durées : S_d

Ce choix peut s'appuyer sur des considérations physiques telles que le temps de ressuyage. Une durée minimum de 5 jours paraît adéquate. Cette durée correspond à un temps de ressuyage moyen d'un bassin versant de l'ordre de 3000 km² (selon la formule de Langbein, reprise par Rutledge et Daniel, 1994).

2. Ajustement des plus longues séquences sans précipitations significatives à la loi exponentielle

La statistique concerne donc les séquences où les précipitations sont inférieures à un seuil fixé à 3 mm (S_p) sur des durées suffisamment longues, supérieures à 5 jours (S_d). Les auteurs ayant traité ce type de données (échantillonnage de durées supérieures à un seuil) préconisent principalement la loi de Pareto (Vicente-Serrano et Berguria-Portugués, 2003), la loi Exponentielle (Bernier, 1963 ; Leviandier, 1994) ou la loi Géométrique (Lubès et al., 1994). Nous retenons la loi Exponentielle qui aboutit à de bons ajustements graphiques (exemple figure 4-10). En outre, il s'agit d'une loi simple d'usage et qui, associée au coefficient de tarissement de Maillet, permet de proposer un modèle simple de prévision des débits journaliers (Bernier, 1963).

Figure 4-10 : Ajustement des séquences sèches à la loi exponentielle – Station pluviométrique de La Bresse (1971-2003) - Seuil de précipitations : 3 mm – Seuil de durée : 5 jours.



La loi Exponentielle est décrite par l'équation 4-4 :

$$P(D > d) = e^{-\mu d} \qquad \textit{Eq. (4-4)}$$

Où :

- μ, seul paramètre de la loi, est donné par : $\mu = 1/\overline{d}$;
- d est la durée des séquences en jours moins la durée seuil S_d (Miquel, 1984).

Le tableau ci-dessous (tableau 4-2) rassemble les résultats pour la station de La Bresse. Il est important de souligner que ces résultats varient peu d'un poste pluviométrique à l'autre. Plusieurs seuils de précipitations sont ici testés afin de vérifier la pertinence du seuil proposé ; la durée des séquences est toujours de 5 jours.

Tableau 4-2 : Fréquence au non dépassement des séquences sèches par ajustement à la loi exponentielle des séquences supérieures à 5 jours et différents seuils de précipitations – Poste pluviométrique de La Bresse (1971-2003).

Fréquence au non dépassement	P = 0 mm	P = 1 mm	P = 3 mm
90%	15,2 j	17,1 j	19,4 j
75%	11,1 j	12,3 j	13,7 j
66%	9,8 j	10,7 j	11,8 j
50%	8,1 j	8,6 j	9,3 j
33%	6,8 j	7,1 j	7,5 j
25%	6,3 j	6,5 j	6,8 j
10%	5,5 j	5,6 j	5,7 j

La modification du seuil de précipitations significatives n'induit pas d'écarts trop importants entre les résultats de la statistique, ce qui nous conforte dans le choix d'un seuil assez élevé. En retenant la durée de 5 jours et le seuil de précipitations de 3 mm, la probabilité d'avoir une séquence de 9 jours sans précipitations est de 50 %. Au-delà de 10 jours les probabilités augmentent rapidement. Aussi la probabilité d'une séquence sans pluie d'une durée de 20 jours est inférieure à 10 %.

Conclusion du chapitre 4

L'analyse statistique des cumuls de précipitations mensuelles a nécessité une adaptation du modèle QdF à la loi Racine normale. L'avantage de la méthode est qu'elle permet le calcul des cumuls de précipitations quelle que soit la durée sur laquelle le cumul est opéré. Par ailleurs, l'interprétation du paramètre « α » du modèle nous a paru intéressante. La variabilité géographique de ce paramètre a en effet pu être reliée à des caractères climatiques locaux.

De l'analyse statistique des séquences sèches, il faut retenir la durée médiane d'une séquence sèche qui est de 10 jours. Cette statistique appuie, comme indiqué au chapitre précédent, le choix du VCN_{10} qui répond à des critères climatiques très probables. Cette statistique apporte également des informations concernant la durée moyenne des épisodes de tarissement sous nos climats.

Conclusion de la deuxième partie

L'analyse statistique ne se résume pas nécessairement à une simple analyse fréquentielle. Elle peut en effet apporter des renseignements sur le comportement des cours d'eau en période d'étiage. Plusieurs paramètres des modèles statistiques présentés dans cette partie ont ainsi pu être rapprochés d'une réalité physique. Les coefficients qui permettent de décrire l'allure des distributions statistiques peuvent être interprétés. Le diagramme des moments linéaires, qui met en relation ces coefficients, montre des regroupements qui s'expliquent par la géologie, caractère déterminant en étiage.

Le traitement statistique conjoint des chroniques de VCN_{10} complètes, puis tronquées, a mis en évidence l'intérêt de l'utilisation d'un débit limite d'étiage. Les chroniques tronquées apparaissent plus homogènes et plus proches d'un échantillon de débits extrêmes et s'ajustent d'ailleurs mieux à la loi GEV des débits extrêmes. Le recours à un débit limite semble ainsi tout à fait pertinent.

Le paramètre « a », utilisé dans le modèle d'ajustement des précipitations mensuelles cumulées, aboutit à une caractérisation climatique. La distinction entre le climat océanique et l'influence continentale se traduit en effet par une répartition géographique de ce paramètre en rapport avec la diversité climatique du domaine étudié.

Ce même paramètre, issu de l'analyse multi-durée par le modèle QdF, rend compte des deux aspects de l'étiage, non seulement en terme de sévérité mais également en terme de durée. Dans la partie suivante il sera comparé aux coefficients de tarissement, auxquels son mode de calcul l'apparente.

PARTIE III

LE TARISSEMENT DES COURS D'EAU

Introduction de la troisième partie

Si certaines rivières continuent à être soutenues de manière régulière même en l'absence prolongée de précipitations, d'autres voient leurs débits diminuer plus rapidement. Ces périodes marquées par une absence d'apport pluviométrique et durant lesquelles le débit des cours d'eau est réduit à l'apport des nappes souterraines, sont appelées périodes de tarissement. Durant ces périodes, les cours d'eau sont alimentés par des réservoirs souterrains dont les capacités et les rythmes de vidange varient. Cette variabilité explique les diversités de fonctionnement qui peuvent survenir entre des cours d'eau soumis à des climats comparables. L'analyse des processus relatifs au tarissement des cours d'eau constitue donc un aspect fondamental dans la compréhension du fonctionnement des bassins en période d'étiage.

Dans cette troisième partie, nous nous intéressons aux modalités de tarissement des cours d'eau. L'objectif est d'observer le comportement des cours d'eau durant les périodes non influencées par les précipitations, en reliant notamment les rythmes de tarissement des différentes rivières avec la géologie des milieux dans lesquels elles évoluent. La principale difficulté est liée au climat océanique qui rend l'analyse du tarissement particulièrement difficile : les courbes de tarissement sont en effet régulièrement perturbées par des indentations liées à des épisodes pluvieux. La seconde difficulté est liée à l'importante variabilité du coefficient de tarissement.

Le chapitre 5 s'intéresse aux lois et aux méthodes d'analyse du tarissement. Il justifie les méthodes appliquées : sélection des débits de tarissement par la méthode des courbes séquences et ajustement des phases de tarissement à la loi de Maillet. L'analyse des périodes de tarissement met en exergue une importante variabilité temporelle des coefficients de tarissement pour un même cours d'eau. Les facteurs qui peuvent en être la cause et les méthodes qui permettent d'y pallier sont abordés au chapitre 6. Le dernier chapitre de cette partie (chapitre 7) présente une approche comparée de différentes méthodes d'analyse du tarissement à partir d'un bassin test, puis s'intéresse, pour finir, à l'estimation de la vidange des réservoirs souterrains au pas de temps mensuel.

Les résultats de l'analyse du tarissement seront là encore plus riches d'enseignement pour les bassins versants de petite superficie qui présentent des paramètres naturels et des zones d'alimentation homogènes.

Chapitre 5
Les lois de tarissement et la sélection des épisodes

Sommaire

I. Définition du tarissement

II. Analyse du tarissement des cours d'eau

1. Difficultés liées à l'identification des débits de tarissement

1.1. Approche classique : la « courbe enveloppe »

1.2. Approche analytique : la « courbe séquence »

1.3. Méthode automatisée : la « courbe de décroissance »

2. Mise en place d'un algorithme de sélection des courbes séquences

3. Traitement et analyse des courbes séquences

III. Séparation de l'hydrogramme et débit de base fondé sur l'analyse du tarissement

Ce chapitre constitue l'introduction à l'analyse du tarissement. Il permet de faire le point sur les principales lois appliquées au tarissement des cours d'eau, en justifiant le recours à la loi de Maillet, puis il s'intéresse plus particulièrement aux méthodes de sélection des phases de tarissement. La sélection des débits de tarissement est rendue difficile par le climat océanique, surtout car les longues périodes de tarissement sont rares, comme le laissait présager l'analyse des séquences sèches. L'identification des périodes de tarissement est paramétrée par des critères rigoureux décrits par un algorithme. Les périodes sélectionnées sont analysées puis ajustées à la loi de Maillet. L'identification des débits de tarissement, qui représentent par définition le débit de base de la rivière, aboutit également à une méthode de séparation des écoulements.

I. Définition du tarissement

Le tarissement représente la « phase d'écoulement d'un cours d'eau ou d'une source correspondant à la décroissance régulière du débit en l'absence de tout apport météorique et d'intervention humaine » (Dacharry, 1997). Pendant une période non influencée par les précipitations le débit des cours d'eau provient uniquement des réservoirs souterrains ; par conséquent, on assimile théoriquement la décroissance des débits du cours d'eau durant ces périodes, à la vidange d'une nappe. Roche (1963) résume bien cet aspect car il définit le tarissement d'une rivière par « la décroissance des débits correspondant à la vidange des nappes en dehors de toute précipitation ». Ainsi, les lois qui régissent le tarissement des sources sont communément appliquées aux débits des cours d'eau.

La loi de Darcy

En 1856, alors qu'il cherchait à expliquer les écoulements des fontaines de Dijon, Darcy mis en place un dispositif expérimental (colonne de Darcy) afin de reproduire l'écoulement en milieu poreux. Il en conclut que « le volume débité est proportionnel à la charge et en raison inverse de l'épaisseur de la couche traversée » (Darcy, 1856) et en déduit la loi qui porte son nom et qui s'exprime par la formule suivante :

$$Q = KA\frac{\Delta h}{L} \qquad \textit{Eq. (5-1)}$$

Où : Q correspond au débit

A et L correspondent respectivement à la section et à la longueur de l'échantillon poreux

$\frac{\Delta h}{L}$ correspond au gradient hydraulique

K correspond à la conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité du milieu poreux

La théorie de la vidange des nappes souterraines est directement liée à celle de l'écoulement dans la nappe, qui s'appuie sur la loi de Darcy. Le débit de la nappe est donc proportionnel à sa charge, ce qui signifie que plus la nappe est haute, plus le débit est fort, et inversement, plus la nappe est basse, plus son débit diminue. Il est ainsi généralement admis que les courbes de décroissance des débits, qui expriment la relation entre le débit et le temps en régime non influencé par les pluies, sont des exponentielles décroissantes. Durant les phases de tarissement, le débit des cours d'eau décroît régulièrement avec le temps et cette décroissance est de moins en moins rapide.

Mais l'analyse des tarissements a fait l'objet d'investigations depuis plus de 100 ans (Boussinesq, 1877, Maillet, 1905, cités par Tallaksen, 1995) et les formules proposées dans la littérature sont très nombreuses. Celles-ci sont généralement dérivées des travaux de Boussinesq (Dewandel et al., 2002 ; Tallaksen, 1995).

Lois de tarissement : les travaux de Boussinesq

Boussinesq s'impose en précurseur pour l'analyse des courbes de tarissement. Il considère que la forme de la courbe de décroissance des débits, en régime non influencé, est directement liée aux propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Il propose en 1877 l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\varphi}\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right) \qquad \textit{Eq. (5-2)}$$

Où : K = conductivité hydraulique

φ = porosité efficace de l'aquifère

h = charge hydraulique

t = temps

Mais cette équation est non linéaire et difficile à résoudre. Il choisit donc de la linéariser pour aboutir à une fonction plus simple du type (équation 5-3) :

$$Q_t = Q_0 \times e^{-\alpha t} \qquad \textit{Eq. (5-3)}$$

Où : Q_0 est le débit initial
Q_t est le débit du jour t
t est la durée de la phase
α est le coefficient de tarissement

Vers 1904, il développe à nouveau sa première équation et propose la formulation non linéaire suivante, appelée forme quadratique (équation 5-4) :

$$Q_t = \frac{Q_o}{(1+\alpha t)^2} \qquad \textit{Eq. (5-4)}$$

Où : Q_0 est le débit initial
Q_t est le débit du jour t
t est la durée de la phase
α est le coefficient de tarissement

Les équations 5-3 et 5-4 peuvent se résoudre selon deux approches (cf. tableau 5-1). On distingue une approche « hydraulique souterraine », où les solutions des équations tiennent compte uniquement des caractéristiques de circulation de l'eau et de la géométrie de l'aquifère, d'une approche analytique basée sur l'analyse des hydrogrammes. L'approche hydraulique devrait donner lieu à des résultats plus précis, mais elle exige une connaissance des caractéristiques des aquifères qui ne peut être entreprise, a fortiori à l'échelle du bassin Rhin-Meuse. L'acquisition des caractéristiques des aquifères et la définition des conditions aux limites sont souvent impossibles (Galabov, 1972, cité par Pointet, 1975). De plus, pour ce travail nous souhaitons entreprendre une démarche d'hydrologie de surface qui justifie l'abandon de ce type d'approche et le choix d'une analyse par les hydrogrammes.

La fonction exponentielle décroissante se linéarise en transformant les valeurs de débits naturels en valeurs logarithmiques. La fonction quadratique correspond à une parabole algébrique décroissante d'exposant -2 qui se linéarise en prenant l'inverse de la racine carrée du débit. La formulation quadratique a été appliquée par approche graphique, puis validée par plusieurs auteurs (Tison, 1960, Werner et Sunquist, 1951, cités par Tallaksen, 1995). Les premières applications de la fonction exponentielle ont été réalisées et publiées par Maillet (1905, *ibid.*). Dans les ouvrages classiques d'hydrologie (Roche, 1963 ; Réméniéras, 1986), la formulation exponentielle du tarissement est classiquement appelée « formule de Maillet », et la fonction quadratique, « formule de Tison ». Nous conservons ces appellations.

Tableau 5-1 : Résolution des fonctions de Boussinesq.

Approche hydraulique		**Approche par les hydrogrammes**	
Forme quadratique	Forme exponentielle	Forme quadratique	Forme exponentielle
$Q_O = 0.862Kl\frac{h^2{}_m}{L}$ $\alpha = \frac{1.115Kh_m}{\varphi L^2}$	$Q_o = 1.724Kh^2{}_m l / L$ $\alpha = 1.115Kh_m / \varphi L^2$	$Q_t = \frac{Q_o}{(1+\alpha t)^2}$ $\alpha = \frac{\left(\sqrt{\frac{Q_0}{Q_t}}\right)-1}{t}$	$Q_t = Q_0 \times e^{-\alpha t}$ $\alpha = \frac{\ln Q_t - \ln Q_0}{t}$
K = conductivité hydraulique φ = porosité efficace de l'aquifère h_m = charge hydraulique l = largeur de l'aquifère L = longueur de l'aquifère			

Autres lois pour l'analyse du tarissement (cf. encadré 5-1, Dewandel et al., 2002)

La courbe de tarissement peut parfois être affectée par des ruptures de pentes, ou ne pas suivre la même loi de décroissance d'un bout à l'autre. En décomposant la courbe en tronçons, on obtient alors des coefficients de tarissement différents. Certains auteurs assimilent ce phénomène à la vidange conjointe, ou successive, de plusieurs nappes. Différentes formules ont été proposées pour pallier ce problème d'effet cumulatif de réservoirs (cf. encadré 5-1).

Barnes (1939, cité par Dewandel et al., 2002) et Schoeller (1948, *ibid.*) proposent de cumuler la fonction exponentielle de Maillet en fonction du nombre de réservoirs. Horton (1933, *ibid.*) propose une double exponentielle (« Horton double exponential »). Ishihara et Takagi (1965, *ibid.*) expriment le débit de base comme étant la somme de deux compartiments : le débit de sortie d'un aquifère captif, soumis à une simple exponentielle, et le débit de sortie d'un aquifère libre, soumis à une fonction quadratique. Samani et Ebrahimi (1996, *ibid.*) proposent une formule basée sur le cumul de deux compartiments. L'équation est fondée sur la loi de Maillet (pour la zone saturée) et sur la formule de Coutagne (pour la zone non saturée). Ces types de formulations permettraient d'interpréter et d'étudier toutes les influences des différentes vidanges de réservoirs sur la courbe de tarissement.
D'autres auteurs proposent des formules qui prennent en considération la géométrie de l'aquifère. Coutagne (1948, *ibid.*) propose ainsi une équation qui admet que la forme de la courbe de tarissement est liée à la géométrie de l'aquifère. Padilla et al. (1994, *ibid.*) ont montré que l'équation de Coutagne pouvait s'appliquer pour le tarissement des sources et des cours d'eau ; cependant, cette formule ne traduit pas bien le fonctionnement de sources karstiques, c'est pourquoi ils ajoutent, pour le cas particulier du karst, une vidange constante à l'équation d'origine.

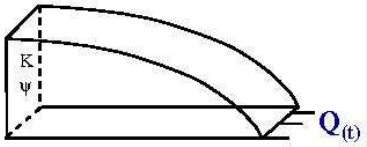
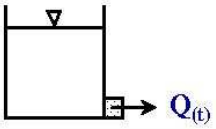
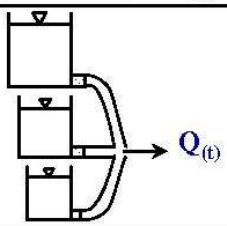
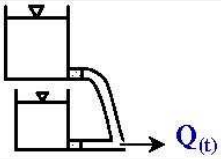
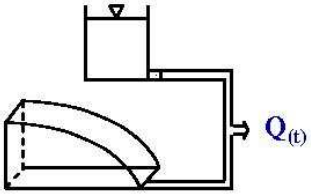
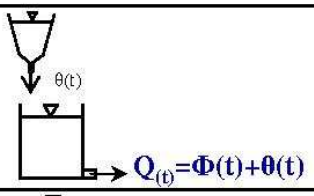
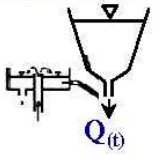
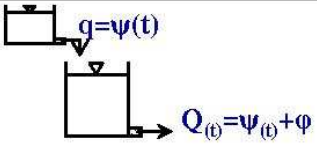
Le tarissement des sources karstiques a été largement abordé dans la littérature et de nombreux auteurs ont d'ailleurs proposé des formulations spécifiques aux systèmes karstiques. Mangin (1975, *ibid.*) établit une formule qui considère le cumul de débit apporté par chaque compartiment. Selon lui, la vidange des systèmes karstiques est représentée par deux compartiments : un compartiment linéaire représenté par la loi de Maillet, qui correspond à la zone saturée, et un second, non linéaire, qui représente l'écoulement en zone non saturée.

Le tableau figurant en encadré 5-1 (Dewandel et al., 2002) présente une synthèse des principales lois de tarissement.

Préférence pour les lois simples

Les lois qui régissent la décroissance des débits en régime non influencé sont donc nombreuses. Cependant, en l'absence de toute connaissance précise des configurations des aquifères des bassins étudiés, les fonctions utilisables se résument aux lois exponentielle de Maillet ou quadratique de Tison. Pour ce travail, la fonction de Maillet est préférée car elle montre les meilleurs ajustements. En outre, il s'agit de la loi communément admise pour l'analyse du tarissement des cours d'eau. De plus, la fonction de Tison constitue une formulation qui permet d'ajuster tous les débits décroissants depuis la décrue jusqu'au tarissement, mais cette loi ne permet pas de distinguer la rupture dans la décroissance des débits qui peut aider à identifier le début du tarissement. Mansuy (2005) propose une fonction similaire à celle de Tison au sens où elle permet également d'ajuster l'ensemble des débits décroissants, depuis la décrue jusqu'au tarissement. D'autre part, rappelons que l'analyse du tarissement est réalisée pour plus de 60 stations sur la période 1971-2003. L'objectif étant de comparer les rythmes de tarissement entre des bassins aux contextes géologiques variés, les méthodes d'analyse du tarissement se doivent d'être simples, transposables et aux résultats comparables.

ENCADRE 5-1 : Les principales lois de tarissement

AUTEUR	SCHEMATISATION DE L'AQUIFERE	LOI DE TARISSEMENT
Boussinesq (1903) Tison (1960)		$Q_t = \frac{Q_0}{(1+\alpha t)}$
Maillet (1905)		$Q_t = Q_o e^{-\alpha t}$
Barnes (1939) Schoeller (1948)		$Q_t = \sum_{i=1}^{n} Q_{oi} e^{-\alpha i t}$
Horton (1933)		$Q_t = Q_o e^{-\alpha t^m}$
Ishihara et Takagi (1965)		$Q_t = Q_0 e^{(-t/c)} + Q_0(1+at)^{-2}$
Samani et Ebrahimi (1996)		$Qt = \phi t + \theta t$ $\phi t = qroe\text{-}\alpha t$ $\theta t = (Qo - qro)[1+(n-1)\ \alpha ot]\ n/(1-n)$
Coutagne (1948)		$Qt = Qo\ [1+(n-1)\ \alpha ot]n/(1-n)$
Padilla et al. (1994)		$Qt = (Qo - Qc)\ [1+(n-1)\ aot]n/(1-n) + Qc$
Mangin (1975)		$Q_t = \psi(t) + \varphi(t)$ $\varphi(t) = q_{ro} e^{-at}$ $\psi(t) = qo \frac{1-\eta t}{1+\varepsilon t}$

Dewandel et al., 2002. "Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application of the Oman ophiolite hard-rock aquifer", Journal of hydrology 274, modifié.

II. Analyse du tarissement des cours d'eau

La validation des lois de tarissement par ajustement aux hydrogrammes est souvent contrariée, notamment en régime océanique, par des indentations dans l'hydrogramme liées à l'apparition d'averses. La fréquence de ces épisodes pluvieux complique fortement l'identification des périodes de tarissement.

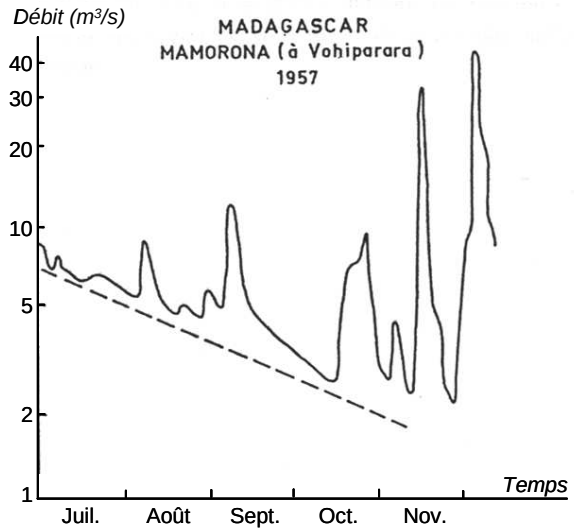
1. Difficultés liées à l'identification des débits de tarissement

L'analyse du tarissement des cours d'eau se heurte à une première difficulté qui est celle de la sélection des épisodes de tarissement. L'identification des périodes de tarissement consiste en effet à détecter les débits en décroissance durant les phases non influencées par les précipitations. Cependant, dans des régions au climat océanique, la fréquence des épisodes pluvieux contraint, soit à retenir délibérément des phases de tarissement intégrant de faibles épisodes de précipitations, soit à se contenter de périodes très courtes que Larras (1972) appelle « tarissement pur ». La bibliographie traitant du tarissement présente l'une ou l'autre de ces approches.

1.1. Approche classique : la « courbe enveloppe »

La première méthode, classiquement utilisée par les opérateurs, consiste à relier les points bas d'un hydrogramme s'alignant en échelle semi-logarithmique (figure 5-1). Larras (1972) parle de « courbe enveloppe de tarissement », qu'il définit comme « l'enveloppe inférieure d'un hydrogramme », c'est-à-dire la courbe tangente aux points les plus bas. Nous conservons le terme de « courbe enveloppe » pour cette première approche. Le graphique montre que cette méthode peut intégrer, au sein d'une même phase, des remontées de débits liées à des épisodes pluvieux. Le tracé des courbes enveloppes s'inscrit donc dans une démarche empirique pour laquelle les épisodes de tarissement sélectionnés vont souvent résulter des choix ou des possibilités offertes à l'opérateur.

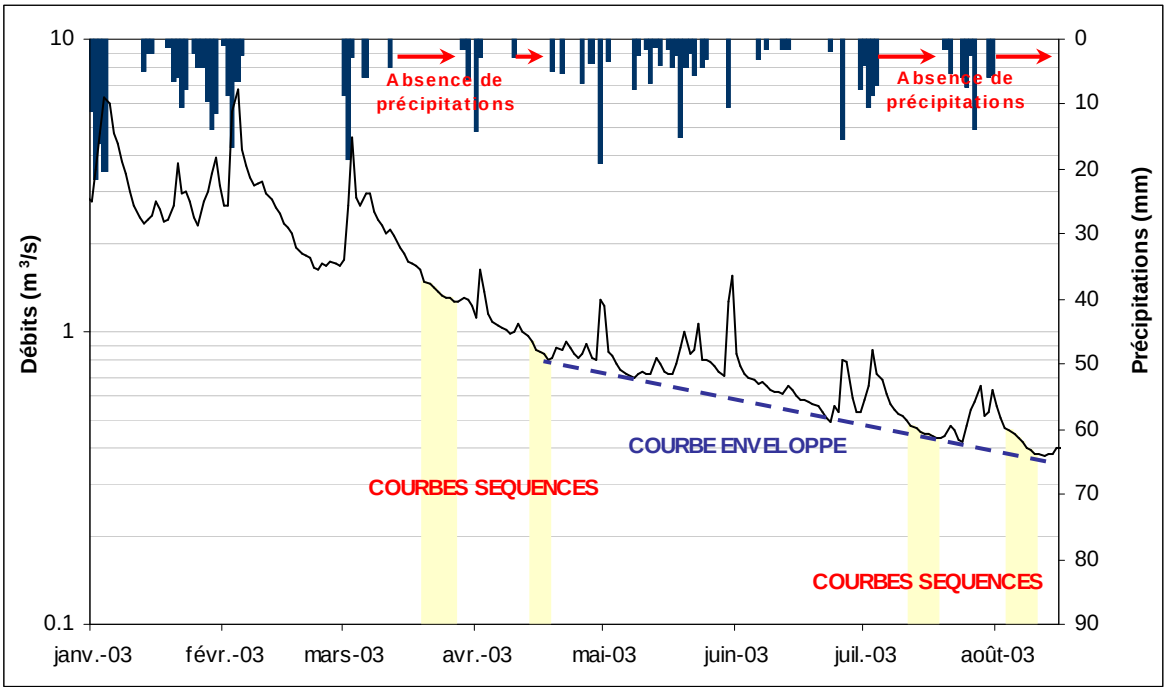
Figure 5-1 : Exemple d'une courbe enveloppe de tarissement, d'après Larras, 1972.



1.2. Approche analytique : la « courbe séquence »

A cette méthode s'oppose une démarche plus rigoureuse qui consiste à sélectionner des débits décroissants consécutifs strictement non influencés par les précipitations (figure 5-2). Cette méthode de sélection présente l'avantage de l'homogénéité de l'échantillon, mais subordonne la durée des épisodes de tarissement aux conditions climatiques. Nous proposons, pour la suite, de qualifier cette méthode par « courbe séquence ».

Figure 5-2 : Distinction entre la courbe enveloppe et les courbes séquences – La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (2003).

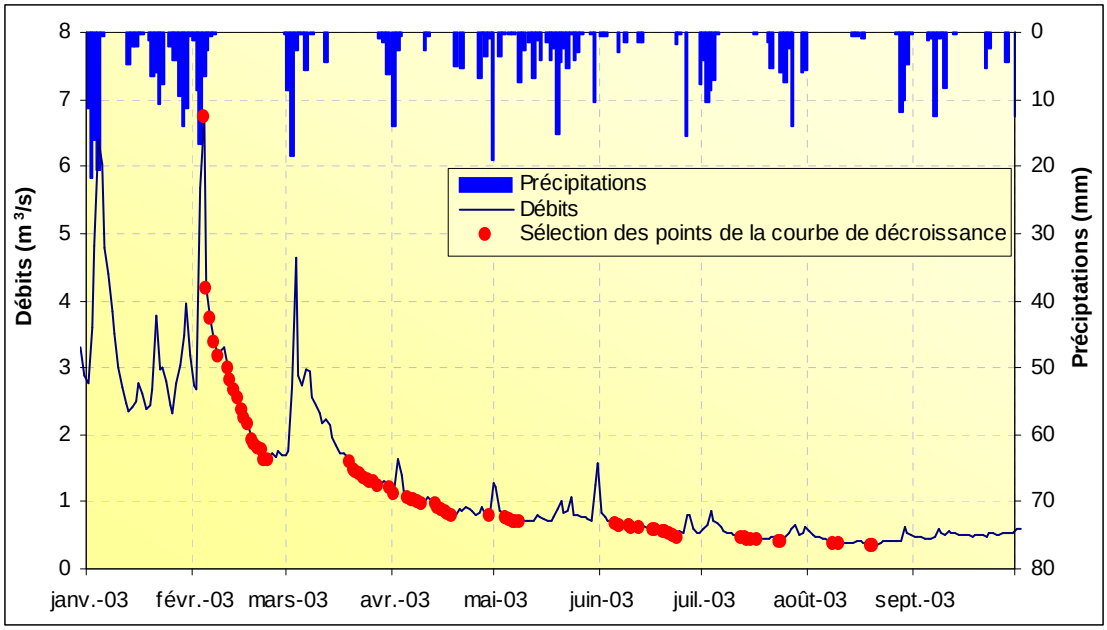


L'objet de cette partie étant de conduire une réflexion autour des méthodes permettant la sélection des débits représentant le tarissement, nous proposons de développer une troisième approche assez originale, que nous appelons « courbe de décroissance ».

1.3. Méthode automatisée : la « courbe de décroissance »

L'objectif est de proposer une méthode automatique et reproductible de sélection des débits en décroissance, depuis le débit le plus élevé jusqu'au débit le plus bas de l'année hydrologique. La courbe proposée (figure 5-3) débute à partir du débit le plus fort enregistré entre les mois de janvier et juin (le mois de juin est fixé comme limite afin d'éviter de sélectionner un débit de départ en fin d'année, ce qui ferait manquer la période de tarissement). Seuls les débits inférieurs à celui qui précède sont ensuite conservés, jusqu'au débit minimum annuel. Les débits retenus, qui ne sont pas consécutifs, correspondent à des épisodes indépendants. Les débits les plus bas retracent la courbe enveloppe alors que, mis bout à bout, ils peuvent constituer une courbe de décroissance continue reconstituée.

Figure 5-3 : Sélection des débits de la courbe de décroissance – La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (2003).



Méthode retenue : les « courbes séquences »

- La méthode des courbes enveloppes peut induire des choix subjectifs délicats à intégrer dans une démarche scientifique et liés au bruit climatique qui risque de masquer la manifestation physique du tarissement ;

- La méthode des courbes séquences suit par contre une procédure systématique qui permet de fixer des critères de sélection rigoureux garantissant le caractère du tarissement. De plus, si la procédure peut être automatisée pour une première sélection des épisodes de tarissement, un second contrôle réalisé par l'opérateur peut être envisagé ;

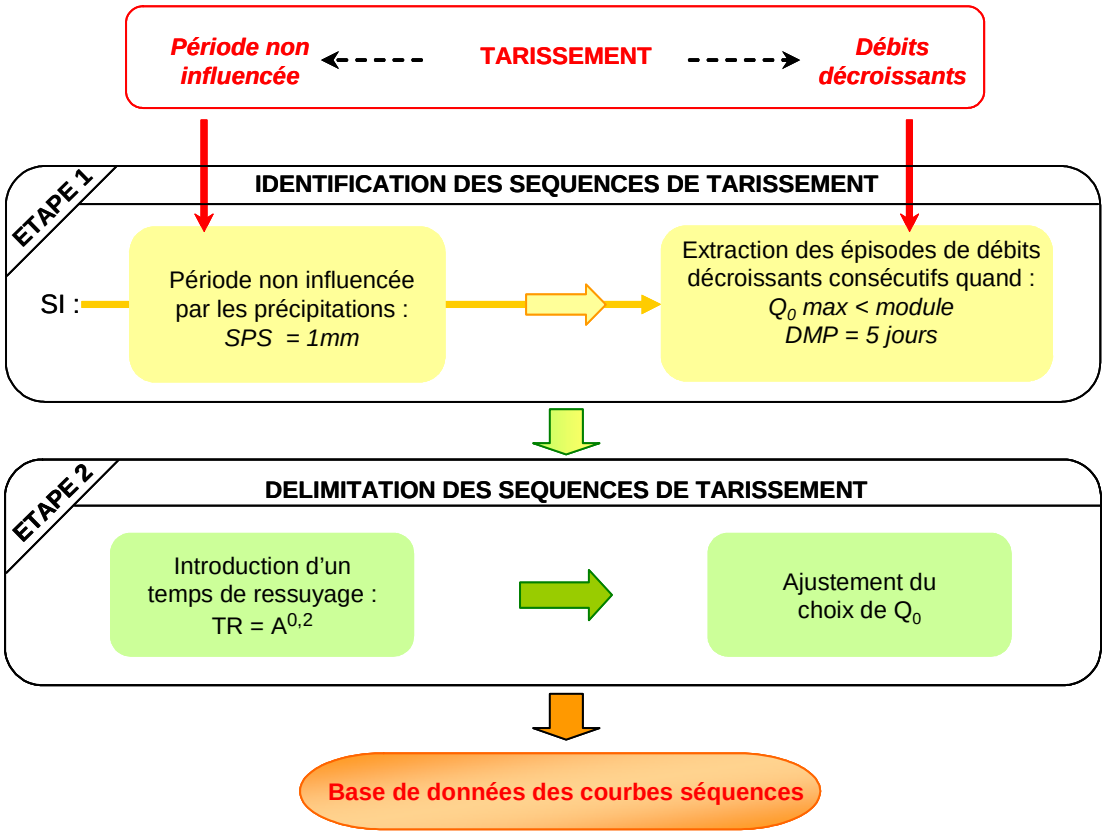
- La méthode de la courbe de décroissance présente un peu le même inconvénient que la courbe enveloppe au sens où l'on ne dispose d'aucune garantie concernant le processus quantifié. Cet aspect est d'autant plus vrai que par cette méthode de sélection on retient nécessairement des débits correspondant à de la décrue ou à du ressuyage alors que l'objet même d'une analyse du tarissement réside dans la suppression des débits susceptibles d'être influencés par les écoulements de surface. Une analyse plus poussée est attendue sur la signification des formes obtenues.

En définitive, la méthode des courbes séquences est préférée pour sa rigueur, son objectivité et le respect de la définition du tarissement. L'objectivité et la propriété automatisable de cette méthode la rendent transposable et adaptée pour une comparaison entre les différents bassins versants. Elle est donc retenue pour l'analyse du tarissement des cours d'eau. Les deux autres méthodes sont néanmoins appliquées pour une approche comparée sur un bassin test, présentée au chapitre 7.

2. Mise en place d'un algorithme de sélection des courbes séquences

La sélection des courbes séquences constitue un travail long et fastidieux que nous avons souhaité automatiser. L'extraction des courbes séquences s'appuie sur un algorithme posant les deux conditions relatives à la définition du tarissement : sélectionner des débits décroissants consécutifs et des débits non influencés par les précipitations. Or, ces deux seuls critères s'avèrent insuffisants car il s'agit également d'éliminer au mieux les débits influencés soit par le ressuyage en début de séquence, soit par des actions anthropiques, ou encore entachés d'imprécisions hydrométriques. L'algorithme que nous proposons (figure 5-4), se compose de deux étapes :

Figure 5-4 : Algorithme d'extraction des courbes séquences.



SPS = **S**euil de **P**récipitations **S**ignificatives
Q_0 max = Débit de départ maximal de la phase de tarissement
DMP = **D**urée **M**inimum des **P**hases de tarissement
TR = **T**emps de **R**essuyage
A = Surface du bassin versant

ETAPE 1 : Identification des séquences de tarissement par 3 critères

- *Seuil de Q_0, débit débutant la phase de tarissement : Q_0 max*

Tout d'abord, au-delà d'un certain seuil, le débit ne peut pas être représentatif du tarissement. Nous éliminons donc toutes les périodes où le débit est supérieur au module. Le module constitue une valeur assez élevée, mais il ne s'agit là que d'une procédure automatique aboutissant à un premier tri avant d'introduire des critères de sélection plus précis.

- *Seuil de Précipitations Significatives : SPS*

Par ailleurs, en dessous d'un certain seuil, les précipitations ne sont pas en mesure d'influencer l'écoulement, surtout durant la période chaude où l'évaporation peut atteindre 7mm/jour (ETP Penman, poste de Nancy, données Météo France). Pour l'analyse des séquences sèches, présentée en deuxième partie (chapitre 4), le seuil de précipitations significatives a été fixé à 3 mm. Cependant, la modification de ce seuil dans une plage de 1 à 3 mm ne change pas fondamentalement les résultats de la statistique pour cette variable. Par contre, pour une analyse du tarissement, le choix du seuil de précipitations devrait être plus rigoureux car, en fonction du seuil choisi, le nombre d'épisodes retenus peut varier de manière importante. Cependant, après une phase exploratoire, par précaution et en raison de l'impossibilité de déterminer un seuil unique, le seuil des précipitations significatives (SPS) a été fixé à 1 mm/jour. Si l'on ne tolérait aucune précipitation (P=0 mm) durant la période de tarissement, le nombre d'épisodes extraits serait réduit en moyenne de 47 % par bassin.

- *Durée Minimum de la Phase de tarissement : DMP*

Enfin, pour avoir un sens, la phase de tarissement doit avoir une durée minimum (DMP). Afin de supprimer les phases trop courtes, elle a été fixée à 5 jours.

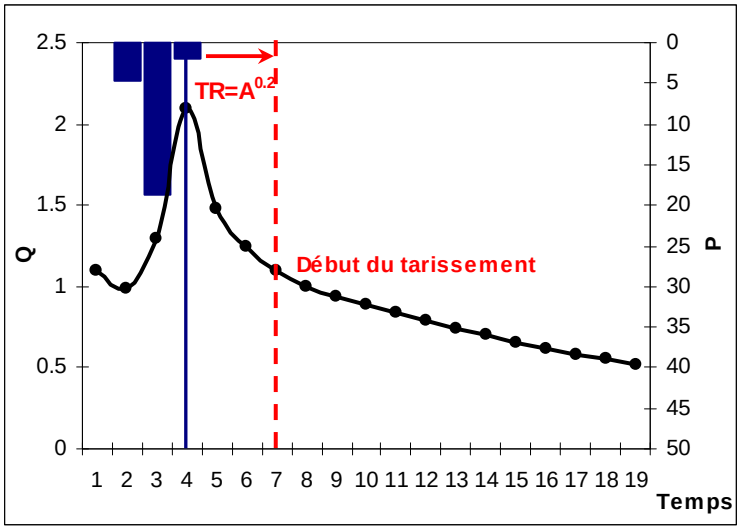
ETAPE 2 : Délimitation des séquences

Cette seconde étape consiste à vérifier l'homogénéité des phases précédemment retenues. Afin d'éliminer les débits encore influencés par l'écoulement superficiel en début de tarissement, nous utilisons deux procédures gérées par deux paramètres :

- *Introduction d'un délai relatif au Temps de Ressuyage : TR*

La première procédure consiste à introduire un temps de ressuyage minimum entre la fin de l'épisode pluvieux et le début de la séquence de tarissement (figure 5-5). La durée du temps de ressuyage est déterminée à partir de la formule $TR=A^{0,2}$, souvent utilisée dans la bibliographie (Langbein, cité par Rutledge et Daniel, 1994), où TR (durée du ressuyage en jours) est fonction de A (surface du bassin versant en km²). Cette formule présente l'avantage de pouvoir être appliquée de manière systématique, mais elle ne peut cependant être optimale en raison des caractéristiques physiques propres à chaque bassin versant. Pour cette raison nous ajoutons une dernière procédure dont l'objet est de vérifier le choix du débit de départ Q_0.

Figure 5-5 : Illustration théorique du temps de ressuyage pour un bassin de 250 km² (TR = $250^{0,2}$ = 3 jours).

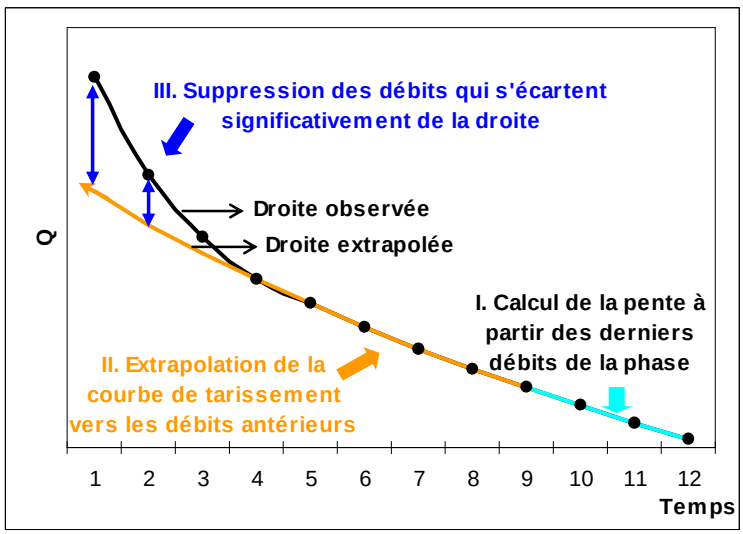


- *Procédure de vérification de Q_0*

L'expérience montre que lors d'une analyse du tarissement, la difficulté majeure est liée au choix du débit de départ Q_0 de l'épisode. Afin de vérifier les sélections opérées par les paramètres précédents, nous proposons une méthode de validation ou, le cas échéant, de correction de Q_0.

La méthode proposée s'appuie sur les derniers débits de la phase de tarissement. La détermination de Q_0 est réalisée de la manière suivante : la pente de l'épisode est calculée à partir des trois derniers débits de la phase, puis extrapolée vers les débits antérieurs. Les valeurs observées s'écartant de manière significative de la droite extrapolée sont supprimées (figure 5-6). Suite à différents essais, l'écart autorisé entre débits observés et extrapolés a été fixé à 1,5 %, ce qui représente généralement la modification d'un quart des séquences (à 4 %, aucune séquence ne serait modifiée, à 1% une séquence sur deux ; l'écart de 1,5 % correspond surtout à la valeur qui respecte le mieux les suppressions que l'on serait tenté d'opérer manuellement).

Figure 5-6 : Procédure d'ajustement du choix de Q_0.



L'algorithme d'extraction des courbes séquences a été appliqué de manière systématique aux débits moyens journaliers des stations de l'étude, sur la période 1971-2003.

3. Traitement et analyse des courbes séquences

La base de données des courbes séquences est analysée afin d'observer les principales caractéristiques des épisodes sélectionnés : allure générale des épisodes de tarissement, durée des phases, nombre de phases et coefficients de tarissement obtenus. Ces résultats sont rassemblés dans le tableau 5-2.

Vérification visuelle des courbes séquences

L'ensemble des épisodes extraits de manière automatique sont vérifiés et validés manuellement. Quelques épisodes sont supprimés car ils ne semblaient pas représentatifs du tarissement (notamment certains épisodes situés en hiver) ou montraient une courbe trop irrégulière malgré l'ensemble des critères imposés. Cette étape a également permis de vérifier que la dernière procédure de l'algorithme (ajustement du choix de Q_0 à partir des derniers débits de la phase) ne supprimait pas un nombre anormalement important de débits, auquel cas elle eut risqué de masquer une réalité physique (rupture éventuelle dans la courbe de tarissement).

Nombre de courbes séquences extraites

En moyenne, 108 phases sont extraites par bassin versant sur la période 1971-2003, avant la procédure d'ajustement de Q_0. Après cette étape on passe à 82 épisodes en moyenne (en supprimant parfois les premiers débits des courbes, certains épisodes passent en effet à une durée inférieure à la durée minimale acceptée qui est de 5 jours). Le nombre maximal de phases retenues concerne le bassin versant de la Moselle à Saint-Nabord qui enregistre 172 épisodes. A l'inverse, quelques bassins montrent un nombre très faible d'épisodes de tarissement sélectionnés (11 phases pour le minimum que constitue le bassin versant de la Meuse à la station de Montcy-Notre-Dame). Il s'agit généralement de stations contrôlant des grands bassins versants (stations d'Uckange sur la Moselle aval avec 28 phases et de Chooz sur la Meuse aval avec 16 phases) pour lesquels les perturbations anthropiques peuvent être très nombreuses ou pour lesquels le calcul d'une pluie moyenne implique l'utilisation de postes pluviométriques très éloignés, ce qui risque de réduire le nombre de jours sans précipitations au sens où la probabilité qu'il pleuve toujours quelque part est élevée. Les bassins versants de la Vezouze à Frémonville et de la Scance à Verdun n'enregistrent respectivement que 23 et 27 phases car leurs chroniques de débits journaliers se limitent à une dizaine d'années.

Tableau 5-2 : Principales caractéristiques des courbes séquences par station.

Stations	Cours d'eau	Nombre d'épisodes	Durée max. des épisodes (en jours)	Nombre d'épisodes [1]	Durée max. des épisodes (en jours) [1]	α minimum [2]	α maximum [2]	Coefficient de variation d'α
Autrey	Brénon	197	31	158	22	0,008	0,223	53%
Autrey-Ste-H.	Mortagne	132	22	109	20	0,006	0,055	39%
Beinheim	Sauer	66	13	43	12	0,009	0,049	35%
Belval	Sormone	67	14	47	14	0,006	0,095	44%
Boncourt	Orne	151	17	121	10	0,014	0,208	52%
Carignan	Chiers	94	18	87	14	0,006	0,058	40%
Chauvency	Chiers	59	11	47	11	0,013	0,071	39%
Chénimenil	Vologne	91	23	73	14	0,005	0,089	48%
Cheveuges	Bar	169	17	135	14	0,007	0,145	57%
Chooz	Meuse	18	9	16	7	0,014	0,070	37%
Circourt-sur-M.	Mouzon	194	19	129	12	0,008	0,255	56%
Custines	Moselle	35	15	31	9	0,018	0,089	27%
Damelevières	Meurthe	70	12	58	12	0,020	0,069	29%
Dannemarie	Largue	155	21	108	11	0,007	0,190	59%
Didenheim	Ill	108	12	80	11	0,011	0,100	37%
Domremy-la-P.	Meuse	85	19	55	9	0,014	0,110	45%
Epinal	Moselle	162	23	128	11	0,013	0,122	41%
Frémonville	Vezouze	38	10	23	10	0,011	0,052	44%
Fresse	Moselle	132	21	116	14	0,013	0,230	44%
Gerbéviller	Mortagne	109	15	93	10	0,011	0,085	40%
Goncourt	Meuse	189	24	127	21	0,010	0,195	53%
Han-lès-Juvigny	Loison	184	16	134	14	0,007	0,199	66%
Hauconcourt	Moselle	43	17	39	10	0,018	0,090	40%
Holtzheim	Bruche	149	25	126	14	0,010	0,119	46%
Jarny	Yron	99	20	66	5	0,014	0,162	51%
Jezainville	Esch	123	23	89	15	0,013	0,181	55%
Kaysersberg	Weiss	122	17	100	12	0,005	0,082	39%
Keskastel	Sarre	64	16	38	16	0,017	0,097	36%
Lunéville	Vezouze	183	26	138	24	0,008	0,096	52%
Malzéville	Meurthe	50	8	43	14	0,007	0,085	39%
Metz	Seille	167	18	123	12	0,007	0,124	49%
Mirecourt	Madon	166	20	140	13	0,003	0,123	60%
Montcy-Notre-D.	Meuse	15	13	11	7	0,030	0,075	30%
Niederroedern	Seltzbach	57	13	41	8	0,011	0,147	60%
Nomeny	Seille	186	18	146	13	0,008	0,127	51%
Onville	Rupt de Mad	112	20	77	10	0,010	0,080	42%
Ostheim	Fecht	109	16	78	16	0,012	0,115	44%
Pontigny	Nied Fcse	137	20	108	20	0,004	0,163	65%
Pulligny	Madon	170	19	133	10	0,009	0,130	42%
Raon l'Etape	Meurthe	113	17	96	10	0,012	0,085	37%
Reiningue	Doller	78	14	54	8	0,021	0,191	46%
Rosselange	Orne	75	30	64	30	0,006	0,135	68%
Rupt-sur-M.	Moselle	155	20	126	16	0,011	0,186	48%
Russ	Bruche	144	22	113	13	0,007	0,095	39%
St Mihiel	Meuse	98	20	64	11	0,007	0,084	41%
St-Dié	Meurthe	163	16	130	16	0,011	0,098	37%
St-Nabord	Moselle	200	24	172	11	0,009	0,139	42%
Sarreinsming	Sarre	68	13	51	8	0,013	0,148	52%
Schweighouse	Moder	76	13	44	9	0,006	0,050	38%
Sélestat	Giessen	187	23	135	14	0,012	0,236	54%
Soulosse	Vair	154	22	118	15	0,007	0,155	56%
Staffelfelden	Thur	74	12	50	9	0,015	0,112	47%
Stenay	Meuse	44	17	34	11	0,015	0,062	32%
Tonnoy	Moselle	79	20	66	11	0,021	0,096	37%
Toul	Moselle	57	13	41	10	0,018	0,105	30%
Uckange	Moselle	29	17	28	13	0,011	0,093	37%
Vagney	Moselotte	136	14	95	9	0,009	0,152	40%
Vandières	R^{au} du Trey	62	13	47	11	0,006	0,115	60%
Varize	Nied All.	132	22	109	20	0,006	0,055	39%
Vaucouleurs	Meuse	124	20	83	11	0,007	0,103	40%
Verdun	Scance	33	12	27	12	0,006	0,048	52%
Waltenheim	Zorn	64	21	41	19	0,005	0,070	51%
Wintzenheim	Fecht	107	16	74	11	0,023	0,120	40%

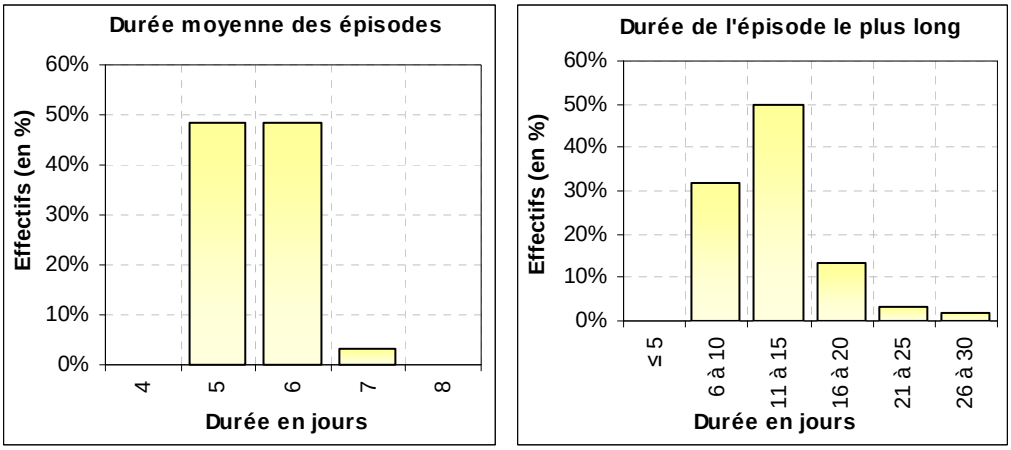
[1] Statistique réalisée après la phase d'ajustement du choix de Q_0 - [2] α correspond au coefficient de tarissement de Maillet

Durée des courbes séquences

La durée moyenne des courbes séquences est très faible et se situe entre 5 et 6 jours (figure 5-7). Cette observation rejoint les conclusions de la statistique du nombre de jours sans pluie qui indique une fréquence biennale pour une séquence sèche de 10 jours. En effet, il faut ajouter à la durée des courbes séquences le temps de ressuyage qui est en moyenne de 4 jours. Ce délai imposé lors de la sélection des épisodes de tarissement réduit la probabilité d'avoir de longues périodes de tarissement, et ce d'autant plus pour les grands bassins.

La durée maximale des courbes séquences varie en moyenne entre 10 et 15 jours. Les bassins versants pour lesquels la durée de l'épisode le plus long est particulièrement faible correspondent en général à ceux qui subissent des influences anthropiques (exemple : l'Yron à Jarny) ou des soutiens en étiage (exemple : la Meurthe à Malzéville). Quelques stations présentent une durée maximale supérieure à 20 jours et l'on observe même une séquence de 30 jours sur le bassin versant de l'Orne à la station de Rosselange en juin 1976. Dans ce contexte, l'épisode d'avril 2007 (un mois sans précipitations) constitue une situation tout à fait fortuite qui a été intégrée dans ce travail. Il est analysé par la suite (chapitre 6) et permet une validation des résultats à partir d'une situation tout à fait exceptionnelle d'un mois complet sans précipitations.

Figure 5-7 : Durées moyenne et maximale des courbes séquences - statistique réalisée à partir des 63 bassins versants sur la période 1971-2003.

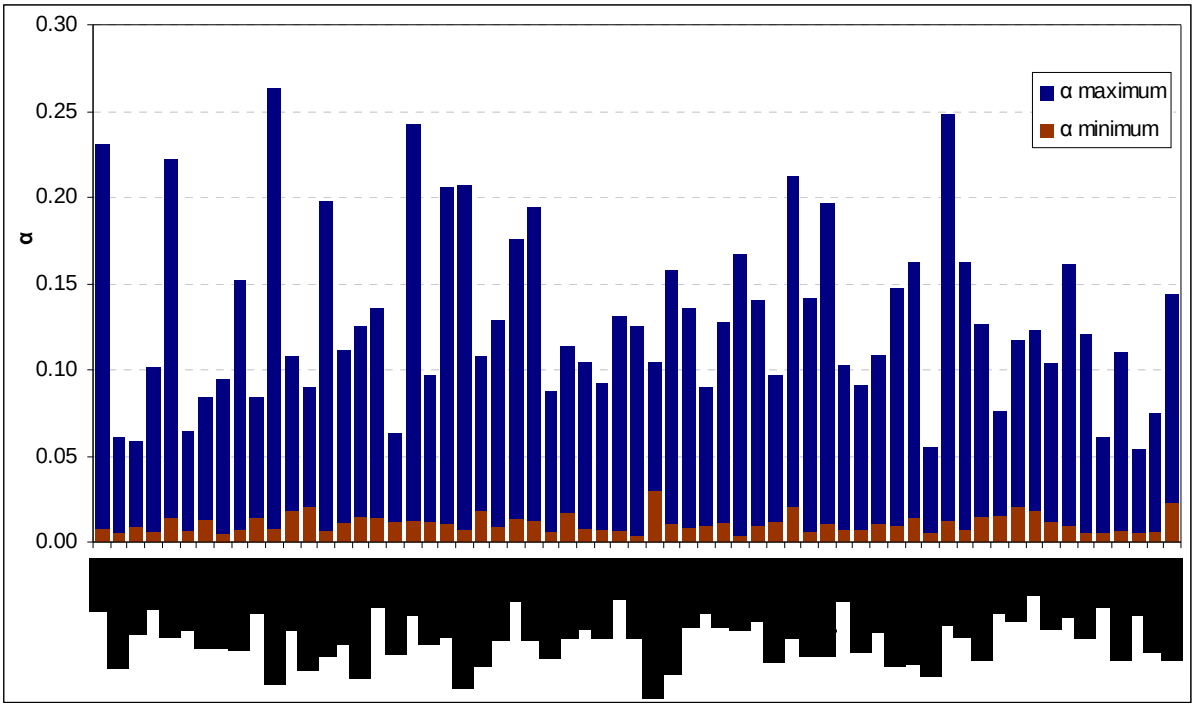


Ajustement des courbes séquences à la loi de Maillet et calcul des coefficients de tarissement

Les courbes séquences sont ajustées à la loi de Maillet, ce qui permet le calcul des coefficients de tarissement α. La principale observation relève de l'importante variabilité des coefficients de tarissement pour un même bassin versant, malgré les nombreux critères imposés lors de la sélection des phases de tarissement. Le tableau 5-2 rassemble par bassin versant les α les plus forts et les α les plus faibles ainsi que le Coefficient de variation *Cv* (équation 5-5). La figure 5-8 illustre l'amplitude respective des coefficients de tarissement pour chaque bassin versant.

$Cv = \sigma / \mu$ (σ correspond à l'écart-type et μ à la moyenne) *Eq. (5-5)*

Figure 5-8 : La variabilité du coefficient de tarissement.



Il s'avère nécessaire de mettre en œuvre des méthodes permettant de pallier cette variabilité des coefficients de tarissement, mais aussi de déterminer les facteurs qui pourraient en être la cause. Ces deux aspects font l'objet du chapitre suivant (chapitre 6), mais avant de les aborder nous proposons une méthode de séparation des hydrogrammes fondée sur les courbes séquences. En effet, comme durant les périodes de tarissement le débit des cours d'eau correspond par définition uniquement à du débit de nappe, le tracé du débit de base peut s'appuyer sur les courbes séquences. Cette méthode doit permettre d'estimer les Indices d'Ecoulement de Base (appelés « IEB ») des différents bassins versants.

III. Séparation de l'hydrogramme et débit de base fondé sur l'analyse du tarissement

Les résultats issus de l'analyse des tarissements sont exploités pour proposer une méthode de séparation des écoulements.

Les nombreuses procédures de décomposition des hydrogrammes proposées en bibliographie (cf. Chapman, 1999) se fondent toutes sur une part d'incertitude. En effet, les techniques développées ne permettent pas à partir d'un hydrogramme, de déterminer avec précision la part du débit de base dans l'écoulement total. De ce fait, les nombreuses investigations qui ont pu être menées se fondent sur des raisonnements divergents liés à des conceptions différentes du débit de base. S'opposent par exemple les auteurs qui considèrent que le débit de base répond instantanément aux impulsions pluviométriques, et ceux qui proposent une réponse différée du débit de base par rapport à la pluie. Aux oppositions d'ordre théorique s'ajoutent des différences dans les techniques de tracé du débit de base (méthode empirique, Sloto et Crouse, 1996 ; méthode statistique, Gamez et Zumstein, 1993 ; méthode manuelle, Lambert, 1975). En définitive, à part sur des bassins versants expérimentaux bien équipés (piézomètre, source mesurée), ou en utilisant des méthodes d'analyses physico-chimiques et d'hydrologie isotopique (Uhlenbrook et Hoeg, 2003), il n'existe aucune méthode qui permette de valider une séparation des écoulements. Les valeurs de débit de base font donc toujours l'objet d'une importante part d'incertitude.

Pour ces raisons, nous proposons de fonder la procédure de décomposition des hydrogrammes sur l'analyse préalable des tarissements. En effet, la rigueur imposée dans la sélection des débits de tarissement nous autorise à considérer que, pour toutes les valeurs retenues, la part du ruissellement est nulle ou négligeable. L'objectif étant de retenir tous les débits représentant l'écoulement de base, la sélection des courbes séquences présentée précédemment est reproduite sans imposer de durée minimum aux phases (durée précédemment fixée à 5 jours). Ces débits vont constituer les points d'ancrage pour le tracé du débit de base. La gestion de ce débit de base, entre ces points d'ancrage, peut être réglée de diverses manières (filtres, etc.), mais nous proposons de procéder simplement par interpolation linéaire (figure 5-9), puisque dans tous les cas il est impossible de déterminer avec exactitude de quelle manière les recharges sont réalisées (Chapman, 1999 ; Rutledge, 1998). Les phases de tarissement ne sont pas toujours suffisantes pour tracer le débit de base, donc la procédure intègre également les points bas inférieurs au tracé de l'interpolation. La figure 5-10 illustre la séparation des écoulements obtenue pour le bassin versant de la Moselotte à Vagney en 2003.

Figure 5-9 : Procédure d'interpolation linéaire dans le tracé du débit de base.

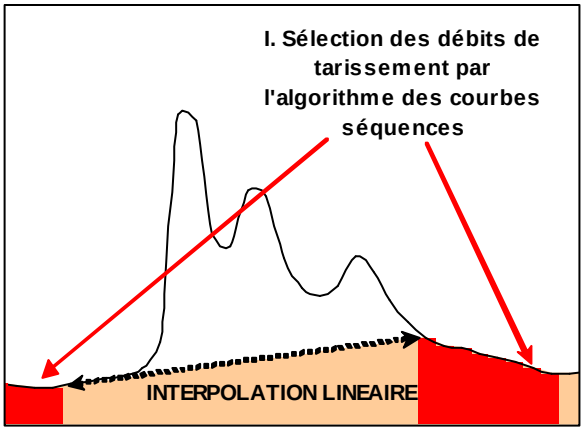
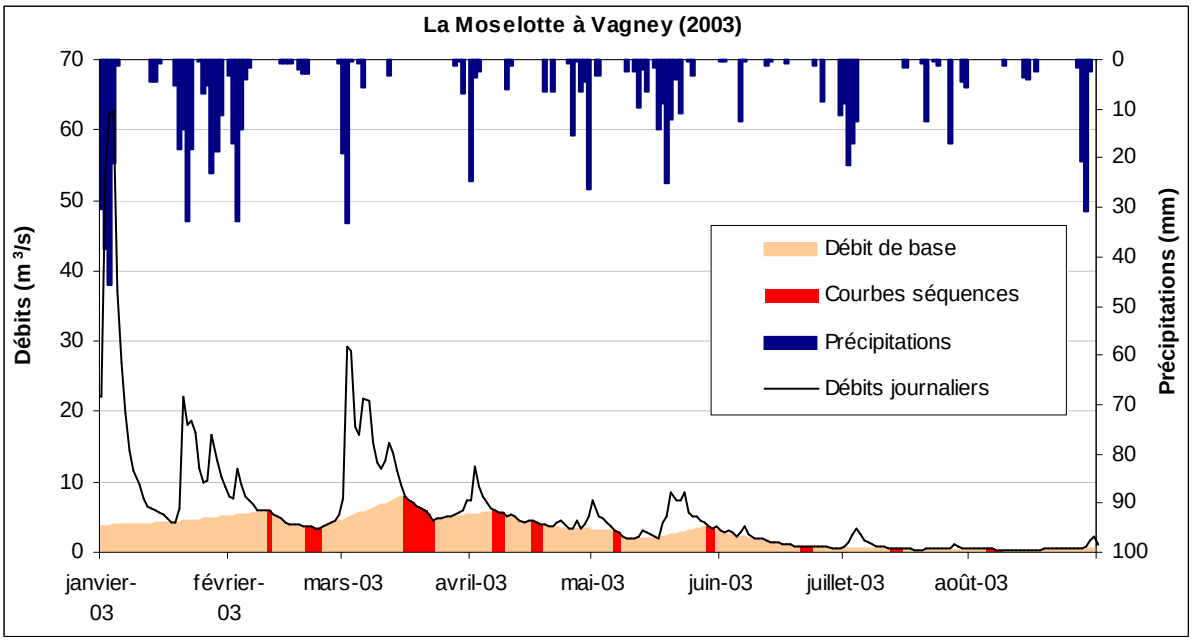


Figure 5-10 : Exemple de séparation des écoulements.



La séparation des écoulements ne préjuge pas de l'origine des eaux mais s'attache à repérer l'écoulement rapide lié à un épisode pluvieux. L'étude de l'origine des eaux (Cosandey et Robison, 2000) a montré que la composition des eaux du cours d'eau au cours des pics de crue pouvait révéler une part importante d'eaux anciennes d'origine souterraine, vraisemblablement expulsées par une sorte d'effet piston. Ces eaux vieilles, dans l'hypothèse d'un effet piston, sont remplacées par les eaux d'infiltration qui provoquent justement cet effet. La séparation des écoulements présentée privilégie le bilan sur le détail des processus du cheminement de l'eau. On voit ici combien une modélisation qui se veut conceptuelle peut procéder cependant par raccourcis parfois très simplificateurs.

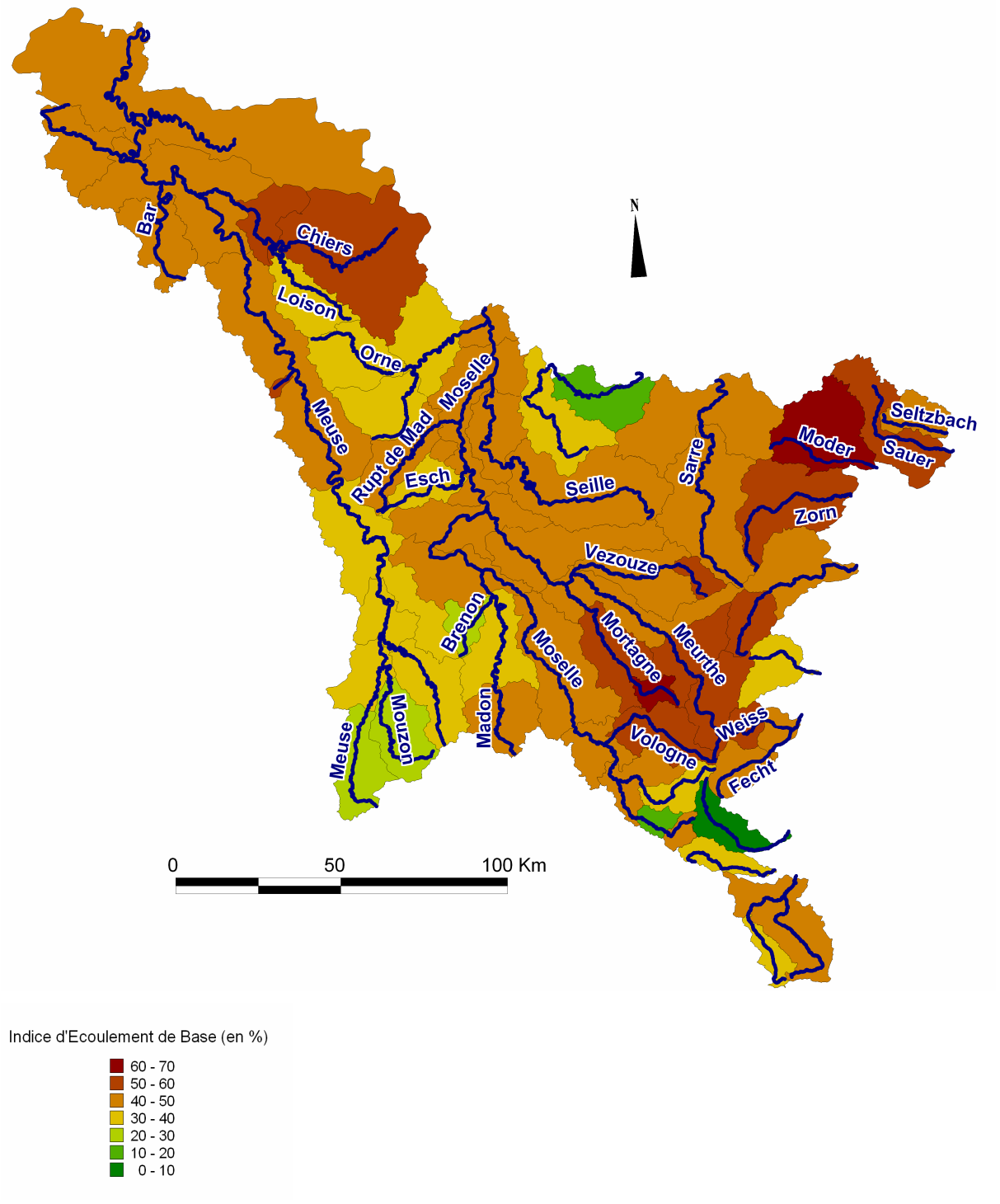
Cette méthode de décomposition de l'hydrogramme, qui peut en définitive paraître très sommaire par comparaison avec d'autres procédures proposées en bibliographie (cf. Chapman, 1999), présente toutefois des avantages : l'utilisation de l'analyse des tarissements garantit la justesse de la trame initiale ; de plus, cette procédure est simple à mettre en œuvre et elle aboutit à des décompositions qui apparaissent graphiquement satisfaisantes (cf. Ven Te Chow et al., 1988 ; Cappus, 1960), et proches d'autres méthodes qui intègrent une recharge des aquifères (cf. Rutledge, 1998).

Les valeurs de débit de base obtenues sont rassemblées dans le tableau de l'annexe 5-1. Ces valeurs sont comparées et reliées avec la géologie des bassins versants afin de vérifier la cohérence des indices d'écoulement de base obtenus.

La carte 5-11 présente les indices d'écoulement de base par bassins versants. On identifie assez bien les bassins de l'auréole des Grès vosgiens, qui montrent les indices les plus forts du domaine d'étude (bassins versants de la Mortagne, de la Vezouze, de la Moder et de la Zorn). Le bassin versant de la Chiers présente également des valeurs élevées liées à la présence des Grès d'Ardenne-Luxembourg. Par ailleurs on identifie le bassin versant de la Scance qui montre un indice élevé (58 %) par comparaison au second bassin versant retenu pour représenter les écoulements dans les calcaires (l'Esch avec un IEB de 36 %). Enfin, l'apport des grès dans les écoulements des cours d'eau peut être également observé à partir de l'exemple de la Moselle dont la part de débit de base augmente à partir d'Epinal, c'est-à-dire lorsqu'elle traverse les grès. A l'inverse, les bassins versants représentant les milieux imperméables montrent, comme attendu, les valeurs d'indice d'écoulement de base les plus faibles : en vert foncé apparaissent les bassins de référence de la Meuse amont à Goncourt, de la Moselle amont développée dans le massif cristallin, du Brénon à Autrey ou encore de l'Orne à Boncourt.

Les volumes d'écoulement de base obtenus par cette méthode de séparation des écoulements sont difficiles à commenter dans la mesure où nous ne disposons d'aucun moyen de validation. Les valeurs proposées paraissent cohérentes compte tenu de la géologie des bassins versants et les ordres de grandeur attendus sont respectés, mais la réalité des valeurs proposées ne peut pas être garantie. On peut toutefois souligner que les volumes obtenus s'approchent des valeurs proposées par Pardé (cité par Frécaut, 1967) : « pour les cours d'eau pluviaux océaniques, la part de l'alimentation souterraine serait en moyenne de l'ordre de 40 à 50 % » ; en moyenne, sur les bassins étudiés, le volume d'écoulement de nappe est de 42 %. Par ailleurs, la diversité géologique des milieux traversés implique que l'on rencontre les trois catégories de cours d'eau définies par Pardé : « les cours d'eau à alimentation souterraine faible, inférieure à 30 %, les cours d'eau à alimentation souterraine assez forte, de 30 à 50 %, les cours d'eau à alimentation souterraine très forte ou formidable, de 50 à 90 % ». Ces valeurs restent cependant théoriques et difficiles à valider sans analyse isotopique.

Figure 5-11 : Indices d'Ecoulement de Base des bassins versants.



Conclusion du chapitre 5

Ce chapitre a permis de montrer la difficulté d'une analyse du tarissement dans un contexte climatique très perturbé par les précipitations. En optant pour une sélection des débits de tarissement par les courbes séquences, le caractère physique du tarissement est garanti, mais la durée des épisodes est extrêmement courte. Le nombre important d'épisodes retenus présente toutefois l'avantage de proposer des coefficients de tarissement représentatifs de toutes les décroissances de débits pouvant être observées sur un cours d'eau en période de tarissement. Ces coefficients sont en revanche difficiles à interpréter du fait de leur importante variabilité.

Dans le chapitre suivant nous tentons de déterminer les facteurs qui pourraient expliquer la variabilité des coefficients de tarissement, puis nous proposons de pallier cette variabilité par deux méthodes d'estimation de la valeur moyenne des coefficients de tarissement des cours d'eau. La recherche d'une valeur moyenne qui serait représentative du comportement moyen du cours d'eau en période de tarissement est nécessaire, tant pour permettre une comparaison des bassins entre eux que pour pouvoir utiliser ces valeurs pour paramétrer les modèles hydrologiques (cf. partie 4).

Chapitre 6

La variabilité du coefficient de tarissement

Sommaire

I. Les facteurs de la variabilité temporelle du coefficient de tarissement

1. La variabilité saisonnière du tarissement et l'évapotranspiration

2. Le débit Q_0 débutant la phase de tarissement

3. La complexité de l'origine du débit de base

II. Recherche d'une valeur moyenne par bassin versant à partir des coefficients des courbes séquences

1. Elaboration d'une courbe maîtresse de tarissement (« Master Recession Curve »)

1.1. La méthode des corrélations

1.2. Construction de la courbe maîtresse de tarissement par la méthode des pentes

2. Analyse statistique des coefficients de tarissement des courbes séquences (α séquences)

3. Comparaison des deux méthodes de recherche d'une valeur moyenne : la courbe maîtresse et l'analyse statistique

III. Régionalisation et validation des valeurs moyennes

1. La variabilité géographique du coefficient de tarissement

2. Validation par la connaissance de la géologie des bassins versants

3. Comparaison avec les valeurs « a » du modèle QdF

4. Validation à partir d'un épisode particulier : le mois d'avril 2007

Malgré les précautions prises pour la sélection des épisodes de tarissement, les coefficients de tarissement obtenus ne sont pas constants dans le temps. Ils varient, pour un même cours d'eau, d'un épisode à l'autre et d'une année à l'autre. La variabilité temporelle des coefficients de tarissement est d'ailleurs souvent soulignée dans des travaux portant sur le tarissement des cours d'eau (Hlavek, Dacharry, 1975 ; Pointet, 1975). Les interprétations de cette variabilité ne font pas l'unanimité et les facteurs évoqués sont nombreux.

Cette variabilité pose des difficultés pour l'analyse du fonctionnement des cours d'eau en période de tarissement car il n'est pas aisé de tirer des conclusions sur les rythmes de vidange moyens des aquifères à partir de valeurs aussi dispersées. La recherche d'une valeur moyenne représentative est nécessaire et constitue la seule solution concrète pour, à la fois caractériser la vidange des réservoirs souterrains et permettre de fonder une modélisation sur l'utilisation des coefficients de tarissement. Il

apparaît par ailleurs nécessaire de rechercher les facteurs qui pourraient être à l'origine de cette variabilité.

I. Les facteurs de la variabilité temporelle du coefficient de tarissement

On observe, pour tous les bassins versants, une importante variabilité des coefficients de tarissement qui soulève la question de l'homogénéité de cette population. La procédure automatique d'extraction des phases de tarissement doit garantir une homogénéité de la sélection des épisodes retenus mais peut, bien qu'on l'ait rarement observé par vérifications au cas par cas, laisser passer des épisodes pouvant ne pas relever du tarissement. Nous recensons trois facteurs qui seraient susceptibles d'expliquer cette variabilité :

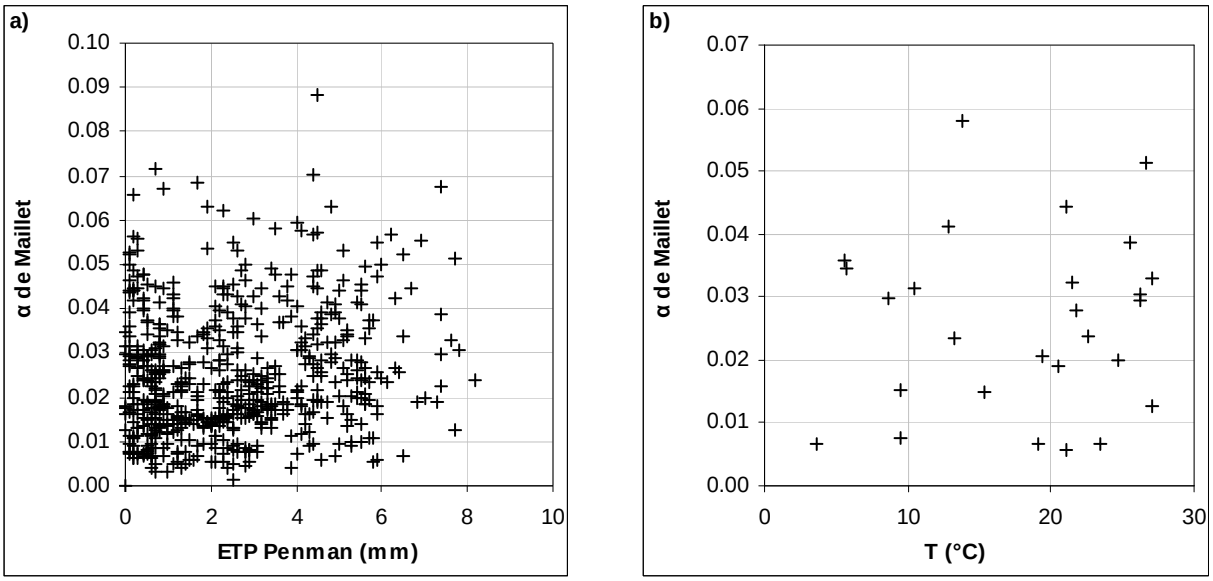
- Une variabilité saisonnière du tarissement, notamment par une évaporation accrue par la végétation ripicole pendant les périodes de fort ensoleillement ;
- Un mauvais choix des débits de tarissement, en particulier le débit de départ Q_0 ;
- La complexité liée à l'origine du débit de base.

1. La variabilité saisonnière du tarissement et l'évapotranspiration

Le premier facteur recherché concerne les effets que pourraient avoir l'évapotranspiration sur le tarissement des cours d'eau. En effet, on recense de nombreux travaux dans lesquels les auteurs avancent l'hypothèse d'un tarissement accentué en saison chaude par les prélèvements évapotranspiratoires (Tallaksen, 1995 ; Lambert, 1993).

Des démarches telles que celles qu'ont réalisées Lambert (1993), Cappus (1960) ou Larue et Giret (2004) ont été tentées afin d'expliquer la dispersion des coefficients de tarissement et de la relier à des phénomènes hydro-climatiques, sans résultat. La figure 6-1a présente la relation entre les coefficients de tarissement et les valeurs d'évapotranspiration potentielle enregistrées durant la période du tarissement, pour le bassin versant de la Mortagne à Autrey-Ste-Hélène. La dispersion du nuage de points atteste l'absence de relation entre ces deux variables. D'autres relations de ce type ont été tentées, notamment à partir de l'évapotranspiration maximale ou encore des températures, mais là encore sans résultats. Le graphique 6-1b, qui présente la relation entre les coefficients de tarissement et les températures pour l'année 2003, montre la même dispersion. L'année 2003 a été examinée en particulier du fait des températures exceptionnelles enregistrées. En effet, si une relation peut être établie entre la température et le rythme de tarissement des cours d'eau, l'année 2003 devrait permettre de le montrer. Mais une telle relation n'a été mise en évidence pour aucune station.

Figure 6-1 : a) Corrélation entre les coefficients de tarissement et l'évapotranspiration potentielle – La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (1971-2003) **; b) Corrélation entre les coefficients de tarissement et la température** – La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (1971-2003).



Afin d'observer si un éventuel fonctionnement saisonnier du tarissement peut être identifié, les coefficients de tarissement sont observés en fonction de leur apparition au cours de l'année. Les épisodes de tarissement n'étant pas répartis de manière régulière au cours des mois de l'année, les moyennes mensuelles des coefficients de tarissement apparaissent trop dépendantes du nombre d'épisodes enregistrés pour chaque mois. Pour permettre de synthétiser l'information issue de toutes les stations, et s'affranchir de ce problème d'échantillonnage, nous avons choisi d'observer le mois de l'année pour lequel le coefficient est le plus faible. Au vu de la faiblesse du nombre d'épisodes de tarissement pour certains mois, nous avons subdivisé l'année en périodes trimensuelles plutôt que mensuelles.

La figure 6-2 présente la statistique, réalisée pour tous les bassins, des périodes d'apparition des coefficients les plus faibles. On constate que les coefficients de tarissement les plus faibles apparaissent généralement durant la période estivale (de juillet à septembre). Cette figure met donc en évidence un comportement saisonnier du tarissement, mais contradictoire avec l'hypothèse du rôle de l'évapotranspiration. En effet, elle atteste un tarissement de saison chaude souvent plus lent que celui de saison froide. Ce constat avait déjà été observé par Lebaut (2000) qui s'intéressait à des rivières situées dans les Grès d'Ardenne-Luxembourg (figure 6-3).

Cette statistique étant réalisée à partir des 63 bassins de l'étude, pour la période 1971-2003, elle peut être considérée représentative du comportement global des cours d'eau étudiés. D'autre part, une observation au cas par cas de l'évolution des coefficients de tarissement au cours de l'année a permis de confirmer des coefficients globalement plus forts en hiver, mais qui diminuent généralement à mesure que l'on progresse dans les basses eaux.

Figure 6-2 : Période d'apparition du coefficient de tarissement le plus faible de l'année - Statistique réalisée à partir des 63 bassins versants sur la période 1971-2003.

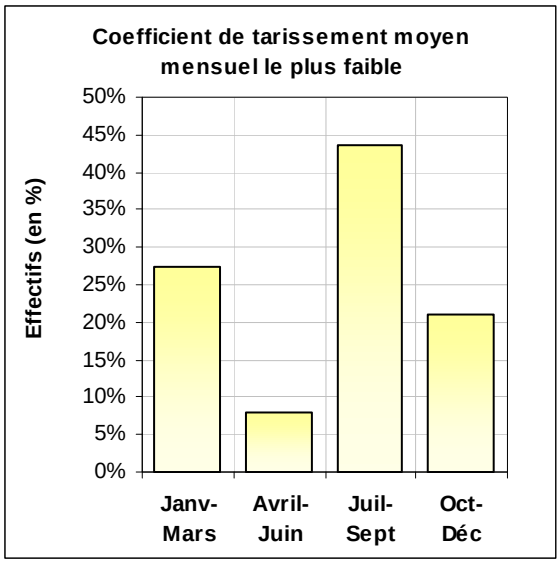
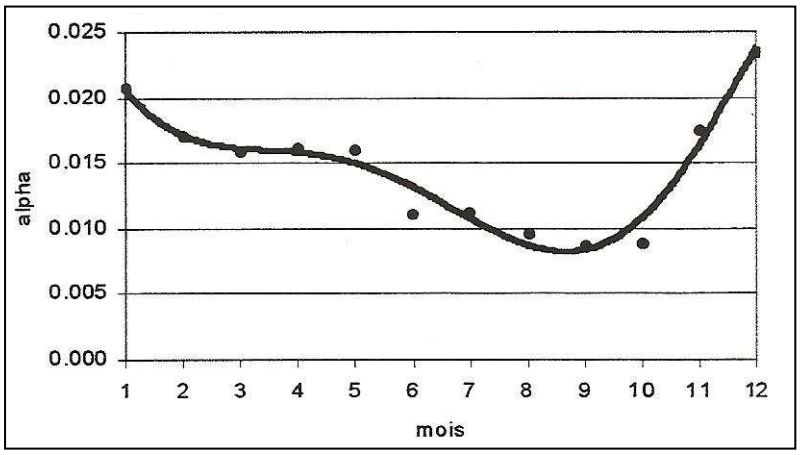


Figure 6-3 : Régime moyen des tarissements des débits à Thonne-les-Prés, d'après Lebaut (2000).



La diminution progressive des coefficients de tarissement au cours de l'année, similaire à la décroissance des débits depuis les hautes eaux vers les basses eaux, peut laisser présager une influence du débit Q_0, débit de départ de la phase de tarissement.

2. Le débit Q_0 débutant la phase de tarissement

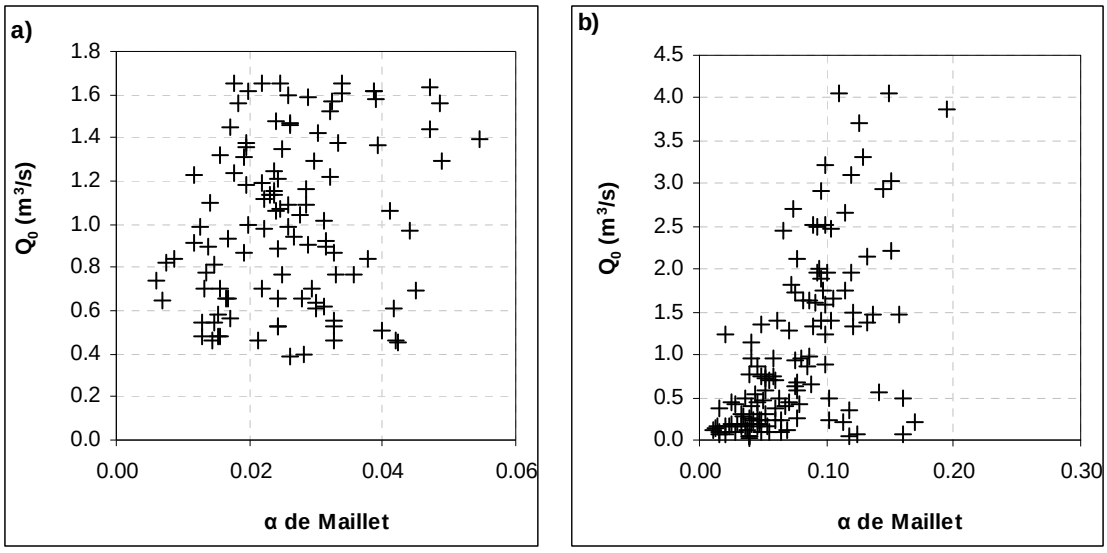
Selon la loi de Maillet, le coefficient de tarissement n'est pas dépendant du choix du débit de départ Q_0. Une relation entre Q_0 et α traduirait donc théoriquement que l'on ne quantifie pas du tarissement.

Il est donc important de vérifier que la variabilité du coefficient de tarissement n'est pas liée à une mauvaise sélection des débits de tarissement, en particulier le premier débit de la phase. En effet, si Q_0 est trop fort, c'est-à-dire sélectionné durant une phase de décrue ou de ressuyage, la valeur du coefficient de tarissement s'en trouvera entachée et ne sera pas représentative du tarissement.

La procédure d'ajustement du choix de Q_0 introduite dans l'algorithme d'extraction des courbes séquences (cf. chapitre 5) ne garantit pas totalement que l'on se situe en tarissement, mais assure plutôt l'homogénéité de la phase. Le caractère du tarissement est contrôlé par les autres critères, notamment le temps de ressuyage. Cependant, celui-ci ne peut pas être optimal et parfaitement constant dans le temps. Dans le cas de configurations particulières et notamment dans le cas d'épisodes de tarissement très courts, il faut envisager que les derniers débits de la phase puissent correspondre à des débits de décrue ou de ressuyage ; dans ce cas, l'étape d'ajustement ne permettra pas de le déterminer et la courbe séquence retenue ne correspondra pas à du tarissement. Afin de vérifier l'indépendance entre des valeurs de coefficients de tarissement élevées et des débits forts, et inversement des coefficients faibles pour des débits faibles, les corrélations entre les débits de départ (Q_0) et les coefficients de tarissement (α) sont vérifiées.

Ces corrélations montrent une indépendance entre ces deux variables pour les bassins versants qui bénéficient de réservoirs souterrains (figure 6-4 a), confirmant le caractère intrinsèque de la variabilité de ce coefficient. Par contre, dans le cas de certains bassins versants développés dans des milieux imperméables, une relation entre ces deux paramètres peut être mise en exergue (figure 6-4 b).

Figure 6-4 : Corrélation entre les coefficients de tarissement α et les débits Q_0 – a) Exemple d'un bassin versant perméable, la Mortagne à Autrey-Ste-Hélène – b) Exemple d'un bassin imperméable, la Meuse à Goncourt (période 1971-2003).



Les corrélations vérifiées pour l'ensemble des bassins versants aboutissent aux conclusions suivantes :

- Les bassins versants bénéficiant d'importants réservoirs souterrains ne montrent aucune relation ;
- Les bassins versants développés en milieu imperméable et aux réserves aquifères limitées ne montrent pas toujours une relation entre Q_0 et α ;
- Par contre, les bassins pour lesquels une relation entre ces deux paramètres peut être établie correspondent à des bassins au substrat imperméable (La Meuse à Goncourt, la Meurthe à St-Dié, le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon ou encore le Loison à Han-lès-Juvigny).

Durant les périodes de tarissement, le débit des cours d'eau se résume au débit provenant des nappes souterraines. Or, pour des cours d'eau drainant des milieux très imperméables, on peut s'interroger sur ce qui est quantifié durant ces périodes. Les coefficients de tarissement particulièrement élevés pour ces bassins semblent plutôt correspondre à des valeurs de décrue qu'à des valeurs de tarissement. De plus, la dépendance entre les débits débutant les phases et les coefficients α contredit le tarissement selon Maillet et semble confirmer cette hypothèse. On peut en effet penser que pour ces bassins l'aquifère est très réduit et qu'il n'y a donc pas vraiment d'écoulement en milieu poreux.

3. La complexité de l'origine du débit de base

Les relations observées entre Q_0 et les coefficients de tarissement pourraient en partie expliquer la variabilité des valeurs obtenues pour le cas des bassins versants très imperméables aux réservoirs souterrains très limités voire inexistants. Par contre, pour expliquer la variabilité du tarissement des bassins versants bénéficiant d'importantes réserves souterraines, nous posons l'hypothèse de la présence de plusieurs zones d'alimentation : zone non saturée, nappe temporaire perchée, écoulement hypodermique, etc. En effet, toutes les séquences retenues répondent à des critères de sélection garantissant le caractère du tarissement, mais elles sont généralement limitées en durée et en volume. Ainsi, à travers notre analyse des courbes de tarissement il est fort probable que l'on quantifie des débits influencés par d'autres vidanges que la nappe « principale ». Cette hypothèse, également avancée par des auteurs tels que Cosandey et al. (2003), paraît d'autant plus probable que l'observation des courbes séquences replacées sur les hydrogrammes montre souvent des épisodes très rapprochés et qui supposent l'apparition de recharges. En admettant la définition du débit de base, les débits observés durant les phases de tarissement doivent correspondre uniquement à du débit de nappe. Les périodes qui séparent différentes courbes séquences montrent parfois des périodes de recharges bien identifiées. Or, si l'on peut admettre des recharges durant la saison froide, celles-ci se justifient plus difficilement pendant la saison chaude, a fortiori dans un temps si court. En effet, si l'on peut admettre des recharges de la nappe principale durant certaines années exceptionnellement pluvieuses, la configuration du débit de base présentée ici paraît peu probable. Ce constat est conforme à nos hypothèses puisqu'il suggère une alimentation des débits de tarissement par plusieurs compartiments hydrologiques, dont certains peuvent subir ce type de recharges. Pour qualifier l'ensemble de ces zones d'alimentation, le terme « réserve hydrologique [5]» de Cosandey et al. (2003) paraît ici tout à fait adapté.

Ces hypothèses seront étayées par une approche comparée de différentes méthodes (cf. chapitre suivant) et en confrontant ces résultats à ceux issus de la modélisation pluie-débit, bien que l'on puisse déjà émettre des réserves quant à l'interprétation de ces résultats (partie 4).

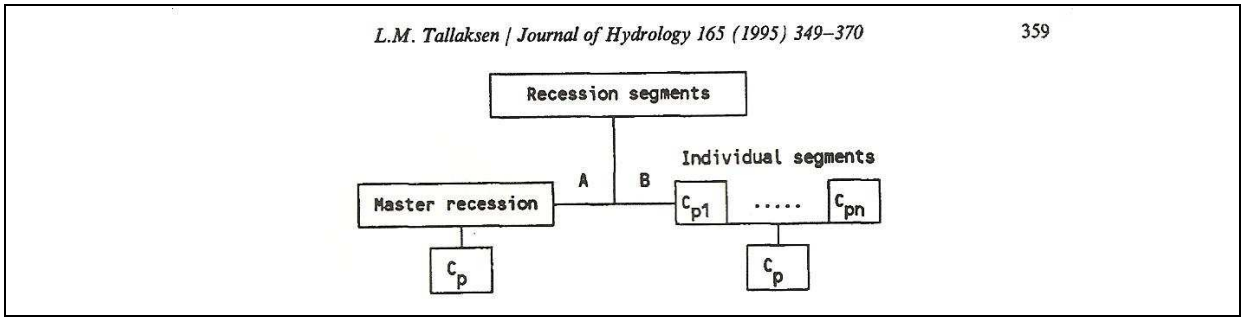
[5] Réserve hydrologique : quantité d'eau dont peut disposer un cours d'eau à une date donnée pour alimenter son écoulement en l'absence de précipitation; elle correspond à la part régulatrice de la réserve d'eau souterraine, (Cosandey et al., 2003).

Le recours à un coefficient de tarissement moyen s'avère nécessaire pour différentes raisons évoquées ci-dessous, mais celui-ci est assorti d'une analyse statistique qui va permettre de tenir compte de la variabilité des valeurs.

II. Recherche d'une valeur moyenne par bassin versant à partir des coefficients des courbes séquences

Le seul calcul de la moyenne arithmétique des coefficients de tarissement n'est pas satisfaisant dans la mesure où ce genre de calcul associerait sans discernement des épisodes de durées et de débits différents. Il faudrait au minimum chercher le moyen d'introduire une pondération dont les règles sont quasiment impossibles à mettre en relation avec le fonctionnement du milieu. Aussi, afin de proposer une valeur unique de coefficient et de la valider, les courbes séquences sont soumises à deux traitements distincts : en premier lieu, l'élaboration d'une courbe moyenne de tarissement, puis une analyse statistique des coefficients de tarissement. Cette démarche rejoint le schéma proposé par Tallaksen (1995), qui montre que l'analyse du tarissement peut être abordée soit par la construction d'une courbe moyenne qui résume toute l'information à travers une valeur moyenne, soit à partir d'une démarche plus analytique qui prend en considération l'ensemble des séquences de tarissement de manière individuelle (figure 6-5).

Figure 6-5 : Traitements possibles pour les phases de tarissement, d'après Tallaksen, (1995) : « The recession characteristics, Cp, can be estimated from a master recession curve (A) or from an ensemble of recession segments (B) ».



1. Elaboration d'une courbe maîtresse de tarissement (« Master Recession Curve »)

De nombreux auteurs (Tallaksen et Van Lanen, 2004) se sont intéressés aux méthodes de construction d'une courbe moyenne de tarissement, qualifiée dans la bibliographie de courbe maîtresse (traduction de l'expression anglophone « *Master Recession Curve* »). Parmi les méthodes plus courantes, utilisées lors d'un précédent travail (Lang, 2004), on recense la méthode des tabulations (Jonhson et Dils, 1956, cités par Tallaksen, 1995), la méthode des corrélations (Langbein, 1938, *ibid.*), et la « matching strip method » (Toebes et al., 1964, *ibid.*). Les inconvénients rencontrés dans la mise en œuvre de chacune d'entre elles, notamment l'importante subjectivité intervenant dans le tracé des courbes moyennes, nous ont encouragés à développer une autre méthode d'élaboration d'une courbe maîtresse se fondant sur des étapes encadrées et aux résultats reproductibles. Cette démarche s'appuie sur la méthode des corrélations.

1.1. La méthode des corrélations

Dans la méthode des corrélations (Langbein, 1938, cité par Tallaksen, 1995), les auteurs proposent de corréler entre eux des débits d'une phase de tarissement à pas de temps différents.

Selon les auteurs, cette méthode est appliquée, soit pour déterminer la pente moyenne d'un épisode de tarissement particulier (Tallaksen et Van Lanen, 2004), soit pour calculer un rapport a_t en corrélant les débits Q_0 et Q à t jours (Q_t), pour chaque phase observée (cf. encadré 6-1). On peut citer Lebaut (2000) qui utilise cette méthode pour proposer un rapport à 5 jours (a_5) correspondant à la pente de la droite de régression entre les débits Q_0 et les débits à 5 jours ($Q_{t=5\ jours}$). Sur les graphiques de corrélation figurant dans l'encadré 6-1, il est en effet possible de faire passer une droite de régression dans le nuage de points, aboutissant à une fonction d'équation :

$Q_t = a_t \times Q_0$ pouvant s'écrire $a_t = \frac{Q_t}{Q_0}$ *Eq. (6-1)*

Pour la construction de la courbe maîtresse de tarissement nous utilisons donc les fondements de la méthode des corrélations. Afin d'éviter toute confusion entre ces différentes approches nous proposons d'appeler la méthode présentée ci-dessous « méthode des pentes ».

1.2. Construction de la courbe maîtresse de tarissement par la méthode des pentes

A la différence de la méthode des corrélations généralement utilisée pour reproduire la courbe moyenne d'un épisode, ou la courbe moyenne pour une durée donnée, la méthode des pentes prend en considération tous les épisodes de tarissement pour reproduire la courbe moyenne.

Réalisation des corrélations pour toutes les durées t et calcul des pentes à t jours

La démarche présentée pour l'élaboration de la courbe maîtresse utilise le principe appliqué par Lebaut (2000) en répétant cependant les corrélations pour toutes les valeurs de t, de 1 jour à t_{max} (durée maximale en jours), afin de calculer les pentes a_t pour chacune des durées. La réalisation graphique des corrélations est intéressante pour différentes raisons :

- Elle permet de contrôler la qualité de la relation entre les débits Q_0 et Q_t et de repérer éventuellement des points aberrants, afin de les supprimer le cas échéant.
- D'autre part, le contrôle de la qualité des corrélations par le biais des coefficients de corrélations permet de vérifier la qualité du rapport des débits moyens $\overline{Q_t} / \overline{Q_0}$.

La qualité des ajustements traduite par des valeurs élevées de r^2 nous autorise à considérer plus généralement le rapport entre la moyenne des Q_0 et la moyenne des Q_t (équation 6-2). On peut donc écrire :

$$a_t = \frac{\overline{Q_t}}{\overline{Q_0}} \qquad \textit{Eq. (6-2)}$$

Les graphiques figurant dans l'encadré 6-1 présentent l'exemple du bassin versant de la Meurthe à Raon l'Etape. Pour la corrélation entre Q_0 et $Q_{t=3\ jours}$ on obtient l'équation suivante : $Q_{3jours} = 0{,}87 \times Q_0$. La pente 0,87 correspond au coefficient particulier a_3, signifiant que le débit à 3 jours vaut 87 % du débit de départ Q_0. Pour l'exemple présenté ici, si le débit de départ Q_0 est égal à 100 %, le débit à 1 jour (Q_{1jour}) vaut 95 % du débit Q_0, le débit à 3 jours (Q_{3jours}) 87 %, etc.

Tracé de la courbe maîtresse de tarissement

Les valeurs des rapports a_t sont mises en relation avec la durée *t* (cf. encadré 6-1). La diminution de ces rapports, à mesure que le nombre de jours augmente, doit en définitive représenter la décroissance moyenne des débits en période de tarissement. Ces points s'ajustent de manière satisfaisante à une fonction exponentielle de type $a_t = e^{-bt}$. Cette formulation revient finalement à écrire :

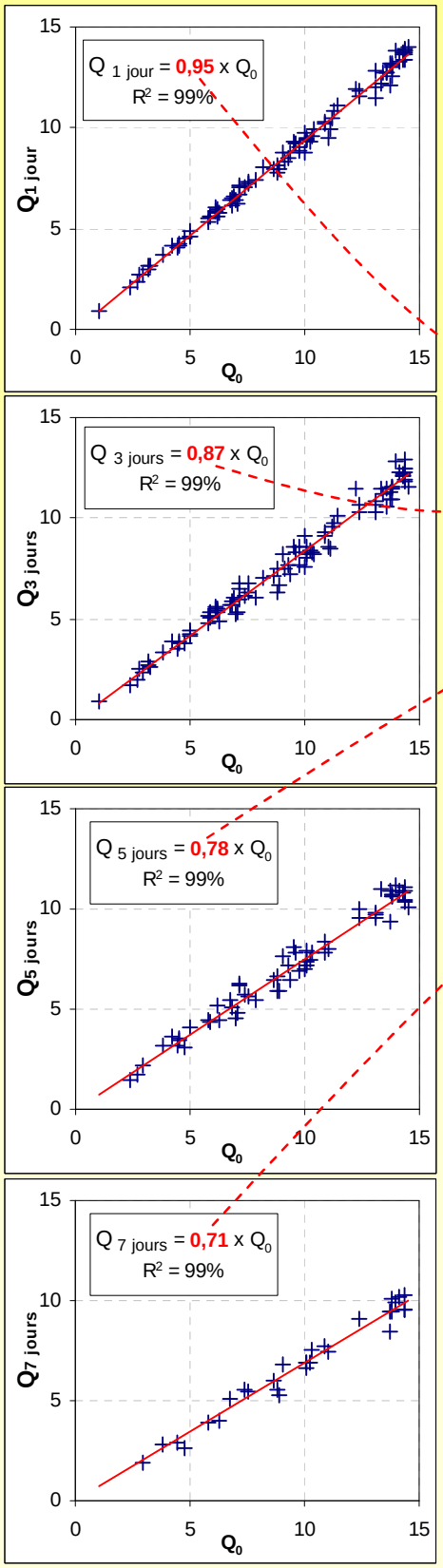
$$\frac{\overline{Q_t}}{\overline{Q_0}} = e^{-bt} \text{ puisque } a_t = \frac{\overline{Q_t}}{\overline{Q_0}} \qquad \textit{Eq. (6-3)}$$

On retrouve donc dans cette expression la loi de Maillet :

$$Q_t = Q_0 \times e^{-\alpha t} \qquad \textit{Eq. (6-4)}$$

La relation entre les rapports a_t et la durée en jours permet en définitive de déterminer la courbe exponentielle moyenne de tarissement de la loi de Maillet. Le coefficient « b » de la formule exponentielle correspond au coefficient de tarissement α de la loi de Maillet (équation 6-4). Afin de distinguer ce coefficient α des valeurs de coefficients α des courbes séquences ou d'une moyenne arithmétique de ces α (α moyen), nous proposons de le nommer « α maître » (en référence à l'expression courbe maîtresse indiquée en bibliographie).

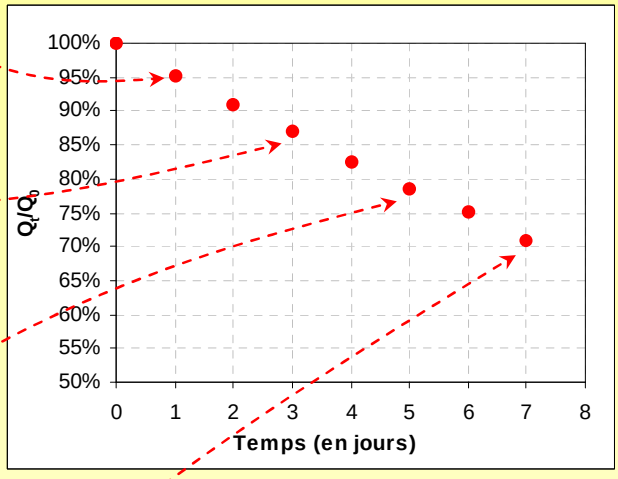
I. CALCUL DES RAPPORTS Q_t/Q_0



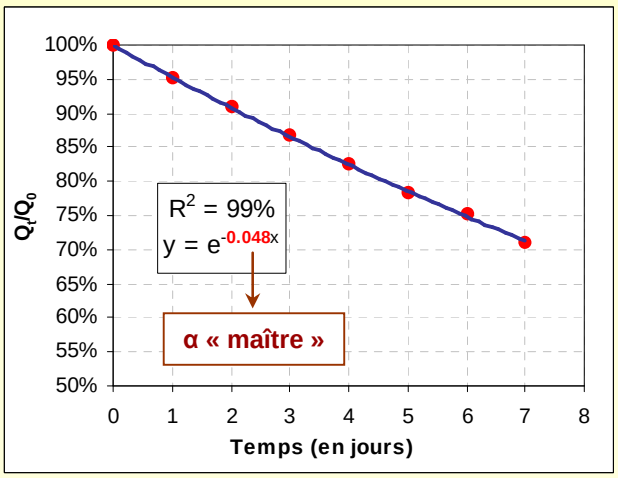
ENCADRE 6-1 : LA COURBE MAITRESSE DE TARISSEMENT

(Exemple de la Meurthe à Raon l'Etape)

II. REPRESENTATION GRAPHIQUE DE LA DECROISSANCE DES RAPPORTS Q_t/Q_0 EN FONCTION DU TEMPS



III. AJUSTEMENT DE LA COURBE A UNE COURBE EXPONENTIELLE ET DETERMINATION DU COEFFICIENT DE TARISSEMENT DE MAILLET



Limite de la méthode

Les rapports a_t calculés s'arrêtent en général à 10 jours car au-delà l'échantillon devient insuffisant pour avoir une moyenne représentative. Par ailleurs, le calcul des pentes fondé sur les corrélations entre les débits Q_0 et les débits à t jours soulève un problème d'échantillonnage. En effet, si le nombre de valeurs utilisées dans les corrélations est le même jusqu'à 5 jours, au-delà de cette durée, l'échantillon se réduit progressivement et n'est plus tout à fait identique. Cependant, tous les épisodes sont conservés car des essais ont été réalisés en ne gardant dans les corrélations que des épisodes ayant une durée comparable (les corrélations rassemblent donc les mêmes épisodes) :

- d'une part, la valeur du coefficient de tarissement maître ne varie pas de manière significative ;
- d'autre part, il nous a paru opportun de valoriser l'ensemble des décroissances observées.

Il apparaît néanmoins nécessaire de souligner qu'en procédant de la sorte, on affecte nécessairement un poids plus important aux épisodes les plus courts.

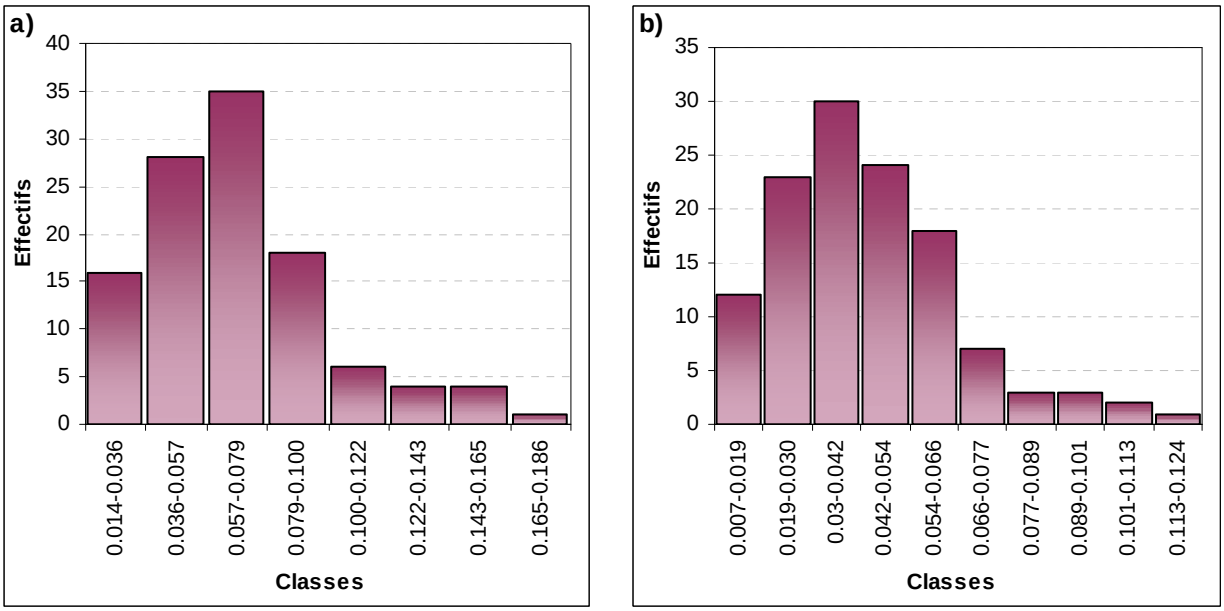
Les valeurs d'α maîtres sont rassemblées dans le tableau 6-1. Les coefficients de tarissement des courbes séquences (α séquences) montrent une dispersion trop importante pour ne retenir qu'une seule valeur expérimentale telle que l'α maître : d'une part la représentativité d'une valeur moyenne n'est pas forcément acquise, et d'autre part il peut être intéressant de caractériser cette dispersion en terme de probabilité. Pour ces raisons une analyse statistique des coefficients de tarissement est proposée.

2. Analyse statistique des coefficients de tarissement des courbes séquences (α séquences)

Le nombre important de phases extraites par bassin versant rend possible une analyse statistique afin d'adjoindre une probabilité aux coefficients de tarissement. Pour ce faire, les courbes séquences sont étudiées cette fois de manière analytique et indépendante.

Les distributions des coefficients de tarissement des courbes séquences montrent dans la grande majorité des cas, d'une part, un mode bien identifié, d'autre part, un biais vers les valeurs les plus faibles (figure 6-6).

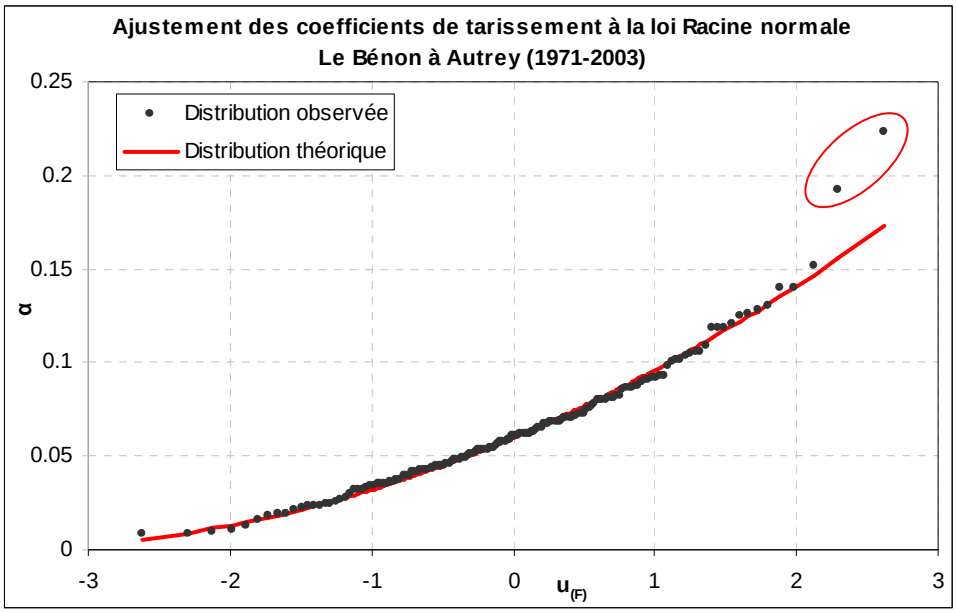
Figure 6-6 : Histogrammes de distribution des α séquences – a) L'Orne à Boncourt (1971-2003) – b) La Seille à Metz (1971-2003).

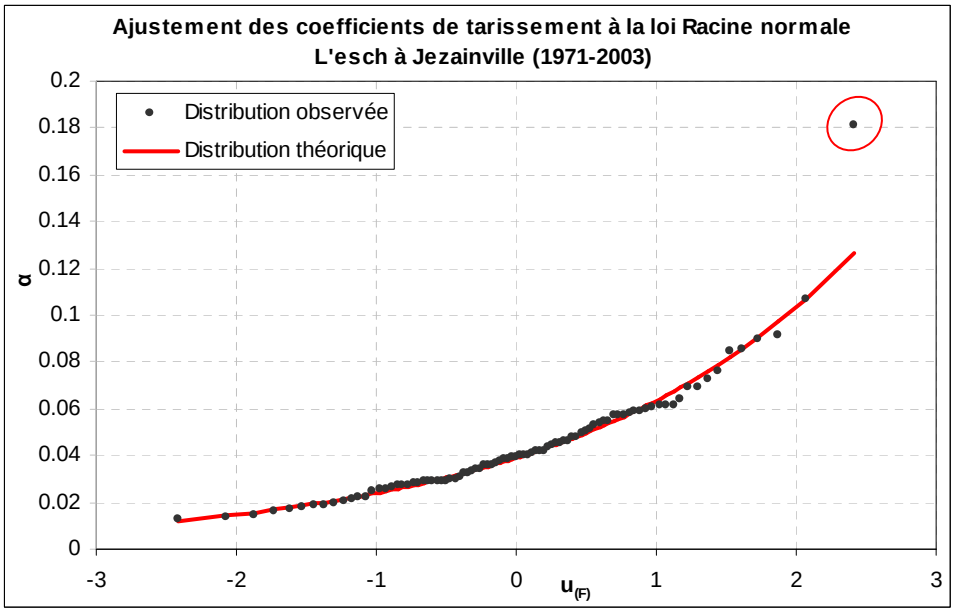


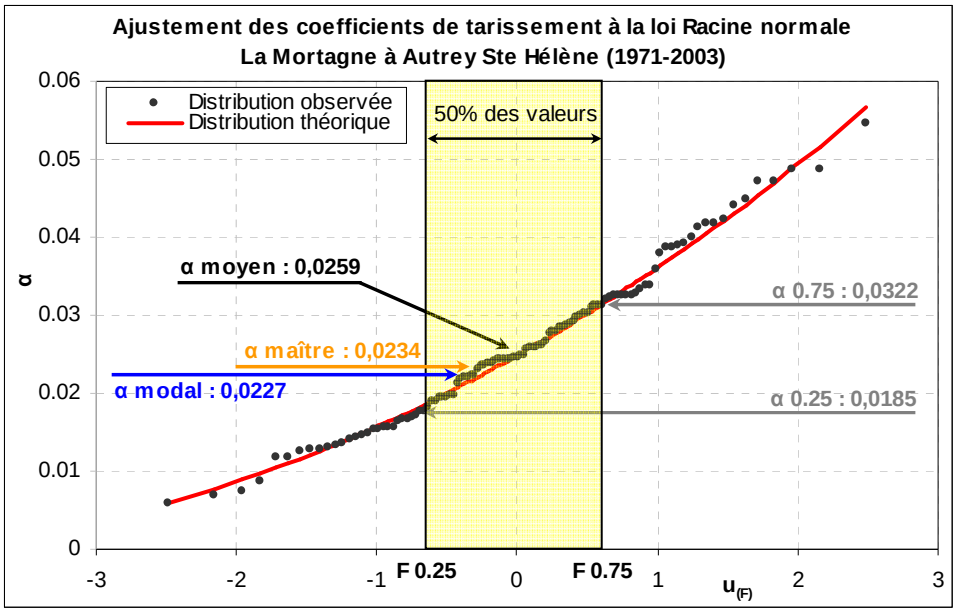
En raison de ce biais, la loi de Gauss ne peut donc s'appliquer directement aux valeurs d'α, mais s'ajuste en revanche correctement aux logarithmes des valeurs, (loi Log normale), ou à leurs racines carrées (loi Racine normale) : les graphiques de la figure 6-7 montrent quelques exemples d'ajustements statistiques des α séquences que l'on peut obtenir. On note, pour les exemples du Brénon et de l'Esch, la présence de valeurs très fortes et significativement éloignées de la distribution. Ces coefficients, qui apparaissent ici comme des « horsains » pourraient donc ne pas appartenir à la même population que les α séquences ; leurs valeurs très fortes laissent penser qu'il s'agit plutôt de coefficients de décrue ou de ressuyage. Les ajustements statistiques peuvent donc être exploités pour identifier des valeurs douteuses telles que présentées ici pour les cours d'eau du Brénon ou de l'Esch.

Par ailleurs, l'analyse statistique des α séquences permet d'assigner aux coefficients de tarissement une probabilité d'apparition. Le calcul des quantiles de fréquence 0,25 et 0,75 nous paraît opportun car il permet d'encadrer 50 % des valeurs. L'analyse statistique permet enfin de déterminer le coefficient de tarissement modal. Cette valeur paraît particulièrement importante puisqu'il s'agit du coefficient de tarissement observé le plus souvent. Cette valeur est à comparer avec les coefficients de tarissement maîtres.

Figure 6-7 : Ajustements statistiques des α séquences aux lois Log ou Racine normales - Identification de horsains (stations d'Autrey et de Jezainville) et des coefficients statistiques et maître (Autrey-Ste-Hélène).







L'analyse statistique aboutit en définitive au calcul, pour chaque bassin versant, de la valeur moyenne (α moyen), la valeur modale (α modal), ainsi que des valeurs de quantiles ($\alpha_{0,25}$ et $\alpha_{0,75}$) rassemblées dans le tableau 6-1.

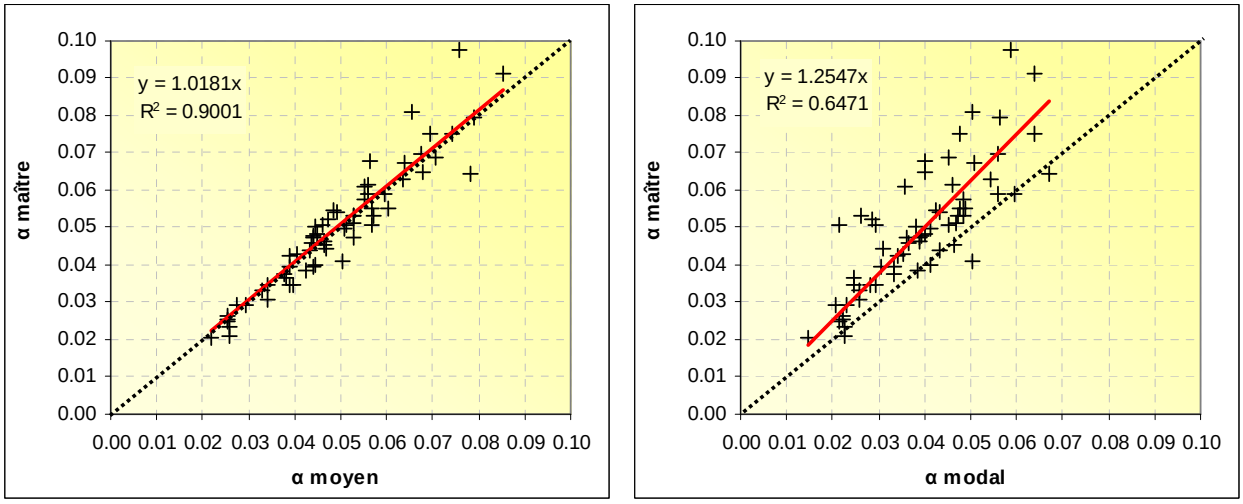
Tableau 6-1 : α maître, α modal, α médian, α moyen et α de fréquences 0,25 et 0,75.

Station	Courbe maîtresse	Analyse statistique des courbes séquences					
	α maître	Loi Choisie	**α modal**	α médian	α moyen	α de fréquence 0,25	α de fréquence 0,75
Autrey	0,068	Racine-Normale	0,051	0,060	0,064	0,040	0,083
Autrey-Ste-H.	0,023	Racine-Normale	0,023	0,025	0,026	0,018	0,032
Beinheim	0,025	Log-Normale	0,021	0,024	0,025	0,019	0,030
Belval	0,046	Racine-Normale	0,036	0,041	0,044	0,029	0,056
Boncourt	0,075	Log-Normale	0,047	0,062	0,069	0,044	0,087
Carignan	0,026	Racine-Normale	0,022	0,024	0,026	0,018	0,032
Chauvency	0,033	Log-Normale	0,026	0,030	0,033	0,023	0,040
Chénimenil	0,045	Normale	0,046	0,046	0,046	0,031	0,061
Cheveuges	0,035	Log-Normale	0,025	0,033	0,039	0,023	0,048
Chooz	0,044	Normale	0,043	0,043	0,043	0,033	0,054
Circourt-sur-M.	0,091	Racine-Normale	0,064	0,079	0,086	0,050	0,113
Custines	0,059	Normale	0,056	0,056	0,056	0,046	0,066
Damelevières	0,040	Racine-Normale	0,041	0,043	0,044	0,035	0,053
Dannemarie	0,065	Log-Normale	0,040	0,057	0,068	0,038	0,086
Didenheim	0,051	Racine-Normale	0,047	0,051	0,053	0,038	0,065
Domremy la P.	0,068	Log-Normale	0,040	0,051	0,056	0,036	0,070
Epinal	0,058	Racine-Normale	0,048	0,053	0,055	0,039	0,069
Frémonville	0,029	Log-Normale	0,020	0,025	0,027	0,018	0,034
Fresse	0,064	Racine-Normale	0,067	0,074	0,078	0,054	0,099
Gerbéviller	0,038	Racine-Normale	0,033	0,036	0,038	0,027	0,047
Goncourt	0,098	Racine-Normale	0,059	0,070	0,076	0,046	0,099
Han-lès-Juvigny	0,051	Log-Normale	0,029	0,046	0,057	0,029	0,073
Hauconcourt	0,054	Racine-Normale	0,043	0,047	0,049	0,035	0,062
Holtzheim	0,046	Racine-Normale	0,039	0,044	0,046	0,031	0,059
Jarny	0,081	Racine-Normale	0,050	0,061	0,065	0,040	0,086
Jezainville	0,040	Log-Normale	0,031	0,039	0,044	0,028	0,054
Kaysersberg	0,042	Racine-Normale	0,034	0,038	0,039	0,028	0,049
Keskastel	0,053	Racine-Normale	0,047	0,051	0,053	0,039	0,064
Lunéville	0,037	Log-Normale	0,024	0,033	0,038	0,023	0,048
Malzéville	0,041	Normale	0,051	0,051	0,051	0,027	0,057
Metz	0,047	Racine-Normale	0,036	0,041	0,044	0,029	0,057
Mirecourt	0,035	Racine-Normale	0,028	0,036	0,040	0,022	0,053
Montcy-Notre-D.	0,039	Log-Normale	0,038	0,041	0,043	0,034	0,049
Niederroedern	0,052	Log-Normale	0,029	0,040	0,047	0,027	0,060
Nomeny	0,045	Log-Normale	0,031	0,041	0,047	0,029	0,059
Onville	0,039	Racine-Normale	0,033	0,037	0,039	0,027	0,049
Ostheim	0,053	Racine-Normale	0,048	0,054	0,057	0,039	0,072
Pontigny	0,053	Log-Normale	0,026	0,043	0,053	0,027	0,068
Pulligny	0,055	Racine-Normale	0,049	0,054	0,057	0,039	0,071
Raon l'Etape	0,048	Racine-Normale	0,040	0,043	0,045	0,033	0,055
Reiningue	0,080	Log-Normale	0,057	0,071	0,079	0,051	0,098
Rosselange	0,051	Log-Normale	0,022	0,036	0,046	0,022	0,059
Rupt-sur-M.	0,070	Racine-Normale	0,056	0,064	0,068	0,044	0,087
Russ	0,043	Racine-Normale	0,035	0,039	0,040	0,029	0,050
Saint Mihiel	0,050	Racine-Normale	0,038	0,043	0,045	0,031	0,056
Saint-Dié	0,048	Racine-Normale	0,039	0,042	0,044	0,032	0,054
Saint-Nabord	0,063	Racine-Normale	0,055	0,061	0,063	0,044	0,080
Sarreinsming	0,061	Log-Normale	0,036	0,048	0,055	0,033	0,069
Schweighouse	0,025	Racine-Normale	0,022	0,024	0,025	0,018	0,031
Sélestat	0,069	Log-Normale	0,045	0,061	0,071	0,042	0,089
Soulosse	0,047	Racine-Normale	0,039	0,048	0,053	0,031	0,070
Staffelfelden	0,062	Racine-Normale	0,046	0,053	0,056	0,036	0,072
Stenay	0,035	Log-Normale	0,029	0,032	0,034	0,026	0,040
Tonnoy	0,050	Log-Normale	0,041	0,047	0,051	0,037	0,061
Toul	0,059	Normale	0,060	0,060	0,060	0,048	0,072
Uckange	0,051	Racine-Normale	0,045	0,049	0,051	0,037	0,063
Vagney	0,075	Racine-Normale	0,064	0,071	0,074	0,052	0,093
Vandières	0,031	Racine-Normale	0,026	0,032	0,034	0,020	0,045
Varize	0,021	Racine-Normale	0,023	0,025	0,026	0,018	0,032
Vaucouleurs	0,055	Racine-Normale	0,042	0,047	0,049	0,034	0,061
Verdun	0,021	Log-Normale	0,015	0,019	0,022	0,014	0,027
Waltenheim	0,029	Racine-Normale	0,023	0,027	0,029	0,018	0,039
Wintzenheim	0,055	Log-Normale	0,047	0,056	0,060	0,043	0,073

3. Comparaison des deux méthodes de recherche d'une valeur moyenne : la courbe maîtresse et l'analyse statistique

Plusieurs enseignements peuvent être retenus de l'application de ces deux méthodes de recherche d'une valeur représentative du coefficient de tarissement moyen du cours d'eau. D'une part, on constate que l'α maître est proche de l'α moyen (figure 6-8). Par contre, l'α modal prend des valeurs plus faibles que l'α maître et que l'α moyen (figure 6-8), cette observation ayant déjà été suggérée par le biais positif des distributions.

Figure 6-8 : Corrélations entre les différents coefficients pouvant représenter le tarissement moyen des cours d'eau pour les 63 bassins versants de l'étude (période 1971-2003).



L'α modal constitue une valeur plus intéressante que l'α moyen ou l'α maître, notamment pour réaliser des prévisions de débits fondées sur le coefficient de tarissement, car il a plus de chances d'être observé. Sa détermination justifie largement le recours à des ajustements statistiques rendant compte de la structure de la distribution des α séquences. Le calcul de quantiles pour les coefficients de tarissement constitue par ailleurs une approche intéressante qui permet, notamment pour la prévision de débits, d'encadrer les valeurs par des rails de probabilité construits à partir de ces quantiles de coefficients de tarissement.

Il est par ailleurs intéressant de noter que les écarts entre les coefficients maîtres et les coefficients modaux sont les plus forts pour les bassins versants imperméables. Le tableau 6-2 indique les stations pour lesquelles les écarts, en valeurs brutes, sont les plus importants : on constate qu'il rassemble les bassins de référence en milieu imperméable, avec notamment le Brénon à Autrey, le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon, l'Orne à Boncourt et la Meuse à Goncourt. Ces écarts sont probablement imputables à la méthode de construction de la courbe maîtresse, qui affecte un poids très important aux premiers débits. Ces débits de début de tarissement ont plus de chance d'être encore sous l'influence du ressuyage, expliquant des décroissances plus rapides. Par ailleurs, les ajustements statistiques mettent en exergue des distributions biaisées. Le recours à la valeur modale

présente donc un autre intérêt dans la mesure où elle réalise automatiquement un tri statistique qui limite le poids de ces coefficients les plus forts. Le coefficient modal, plus faible que le coefficient moyen ou maître, est donc préféré pour représenter le rythme de tarissement moyen des bassins versants.

Tableau 6-2 : Ecarts bruts les plus forts entre les α maîtres et modaux.

Station	Cours d'eau	Ecart (α maître - α modal)
Autrey	Brénon	0,017
Han-lès-Juvigny	Loison	0,021
Reiningue	Doller	0,023
Niederroedern	Seltzbach	0,023
Sélestat	Giessen	0,024
Dannemarie	Largue	0,025
Sarreinsming	Sarre	0,025
Pontigny	Nied Française	0,027
Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	0,027
Boncourt	Orne	0,028
Domremy la P.	Meuse	0,028
Rosselange	Orne	0,029
Jarny	Yron	0,030
Goncourt	Meuse	0,039

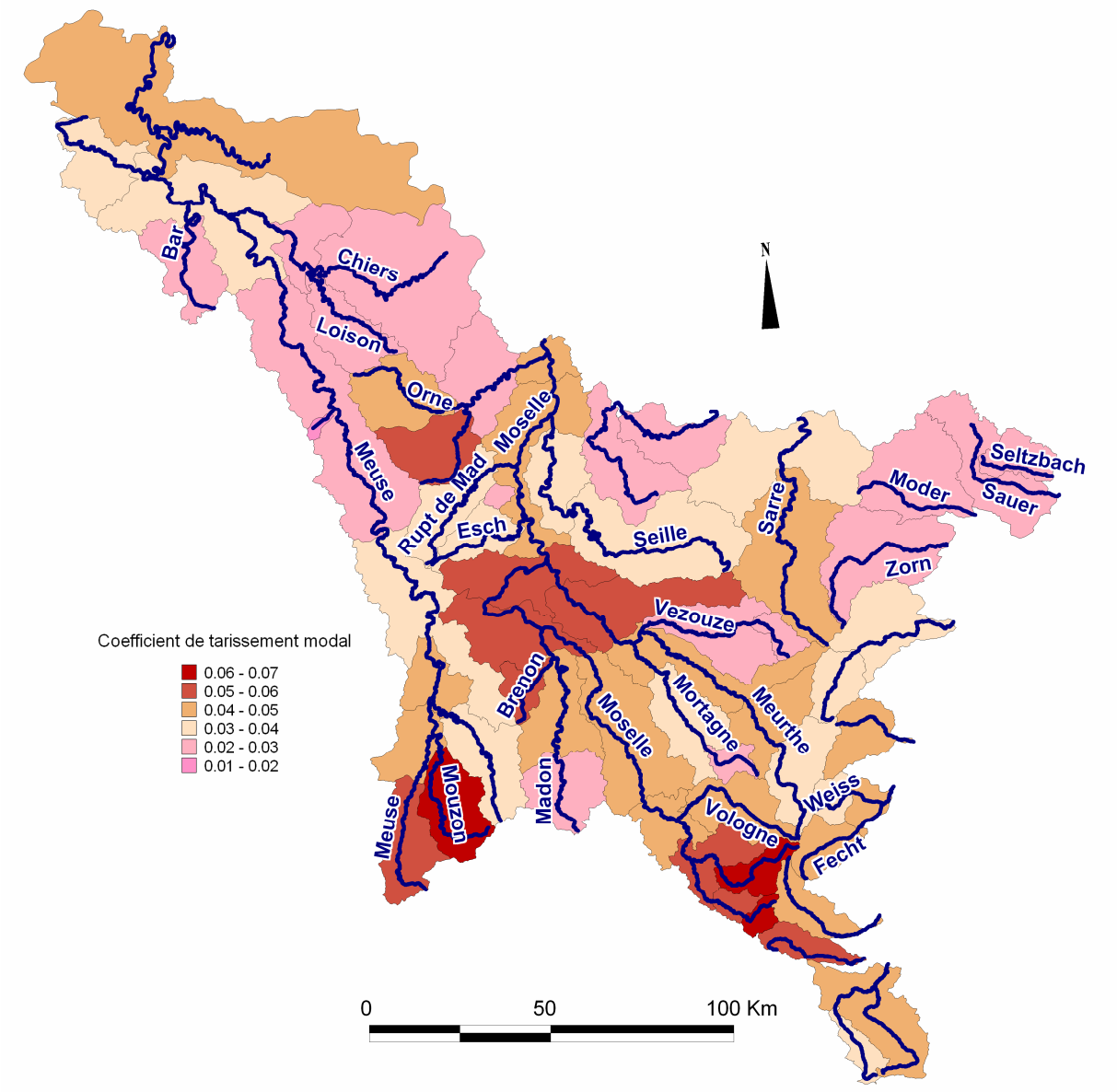
Dans le cas où les séquences de tarissement sont trop peu nombreuses pour justifier une analyse statistique, la méthode de l'α maître reste appropriée et peut constituer une bonne alternative. Les valeurs moyennes sont utilisées pour observer la variabilité géographique des coefficients de tarissement. La connaissance des configurations géologiques des bassins versants doit permettre de valider ces valeurs moyennes.

III. Régionalisation et validation des valeurs moyennes

1. La variabilité géographique du coefficient de tarissement

Les coefficients de tarissement modaux sont cartographiés afin d'apprécier leur variabilité spatiale (figure 6-9). Les rythmes de tarissement les plus élevés sont observés dans les Hautes Vosges, en amont de la Meuse et sur les bassins de l'Yron à la station de Jarny et de l'Orne à Boncourt. A l'inverse, les rythmes de tarissement les plus lents s'observent surtout dans les Vosges du Nord ou en aval de la Meuse. La variabilité spatiale du coefficient de tarissement s'explique par les différences hydrogéologiques des milieux dans lequels les bassins sont inscrits.

Figure 6-9 : Variabilité spatiale des coefficients de tarissement modaux.



2. Validation par la connaissance de la géologie des bassins versants

Il n'a pas été possible d'établir une relation mathématique entre les coefficients de tarissement et la géologie des bassins. Des régressions multiples ont été tentées, mais sans résultats. La difficulté à relier ces deux variables est d'ailleurs soulignée par des auteurs tels que Tallaksen (1995). La relation entre les coefficients de tarissement et la géologie des bassins versants se limite dans la plupart des cas à une description qualitative.

La connaissance des milieux hydrogéologiques dans lesquels les bassins versants s'inscrivent permet de valider la cohérence des valeurs de coefficients de tarissement proposées, notamment en vérifiant si les ordres de grandeur sont respectés entre les bassins à réservoirs et les bassins plus imperméables. Pour ce faire, nous proposons d'observer les coefficients de tarissement des bassins de référence puisqu'ils présentent l'avantage d'évoluer dans des milieux très homogènes : le comportement des cours d'eau en phase de tarissement peut être relié à un certain type de milieu. Le tableau 6-3 rassemble les valeurs d'α maître et d'α modal obtenues pour les différents bassins tests.

Tableau 6-3 : Coefficients de tarissement maîtres et modaux des bassins de référence.

Calcaires

Station	Cours d'eau	α maître	α modal
Jezainville	Esch	0,040	0,031
Verdun	Scance	0,021	0,015
	Moyenne	**0,030**	**0,023**
	Ecart-type	**0,014**	**0,011**

Grès

Autrey-Ste-H.	Mortagne	0,023	0,023
Schweighouse	Moder	0,025	0,022
Beinheim	Sauer	0,025	0,021
Carignan	Chiers	0,026	0,022
Waltenheim	Zorn	0,029	0,023
Frémonville	Vezouze	0,029	0,020
	Moyenne	**0,026**	**0,022**
	Ecart-type	**0,002**	**0,001**

Socle avec influence gréseuse

Kaysersberg	Weiss	0,042	0,034
Raon l'Etape	Meurthe	0,048	0,040
Chénimenil	Vologne	0,045	0,046
Epinal	Moselle	0,058	0,048
St-Dié	Meurthe	0,048	0,039
	Moyenne	**0,052**	**0,042**
	Ecart-type	**0,010**	**0,005**

Socle

Station	Cours d'eau	α maître	α modal
Rupt-sur-M.	Moselle	0,070	0,056
Vagney	Moselotte	0,075	0,064
Wintzenheim	Fecht	0,055	0,047
Fresse	Moselle	0,064	0,067
	Moyenne	**0,066**	**0,059**
	Ecart-type	**0,009**	**0,009**

Marnes et argiles

Autrey	Brénon	0,068	0,051
Boncourt	Orne	0,075	0,047
Goncourt	Meuse	0,098	0,059
Circourt-sur-M.	Mouzon	0,091	0,064
Han-lès-Juvigny	Loison	0,051	0,029
Niederroedern	Seltzbach	0,052	0,029
	Moyenne	**0,072**	**0,046**
	Ecart-type	**0,020**	**0,015**

On constate tout d'abord, par l'observation des écarts-types, que les α modaux présentent une meilleure homogénéité par grand groupe de stations, ce qui confirme une bonne représentativité de cette valeur et justifie qu'on l'utilise prioritairement.

Les rythmes de vidange les plus lents concernent les bassins versants alimentés par les grès (coefficients de tarissement < 0,025). Il s'agit essentiellement de la nappe des grès du Trias inférieur (bassins versants de la Mortagne, de la Vezouze, de la Sauer, de la Moder et de la Zorn) et de la nappe du Lias gréseux d'Ardenne-Luxembourg (bassin versant de la Chiers). A l'opposé, les coefficients de tarissement les plus forts concernent les bassins versants développés sur les substrats très imperméables des marnes et des argiles du Trias et du Jurassique (coefficients de tarissement

variant autour de 0,05-0,06). Il s'agit en particulier des bassins versants de l'Orne et du Brénon. Par contre, les bassins du Loison et du Seltzbach doivent être isolés car ils présentent des coefficients plus faibles qui biaisent la moyenne de ce groupe. Des influences karstiques peuvent expliquer le coefficient modal du Loison ; pour le Seltzbach, il est recouvert de la nappe des loess qui permet un soutien des débits en tarissement. Les bassins versants des Vosges cristallines (bassins de la Moselotte, de la Moselle amont, etc.) montrent également des vidanges très rapides (α modaux proches de 0,05-0,06). Cette relation entre les coefficients de tarissement et la géologie des bassins versants permet de valider les valeurs de tarissement proposées mais confirme également l'homogénéité des groupes fondés sur le critère géologique en période de tarissement. On observe cependant des comportements différents pour les deux bassins calcaires : il est ainsi intéressant de noter que le bassin versant de la Scance, inscrit dans les calcaires de l'Oxfordien, obtient les coefficients de tarissement les plus faibles du domaine d'étude (0,015), alors que le bassin versant de l'Esch, développé dans les calcaires du Dogger, présente une valeur plus élevée (0,03) qui peut s'expliquer car une importante partie du bassin se trouve dans la plaine de la Woëvre.

Il est possible, au regard de l'homogénéité des coefficients de tarissement, pour des bassins versants évoluant dans des milieux comparables, de proposer des ordres de grandeur de coefficient de tarissement moyen par grands ensembles hydrogéologiques. Le tableau 6-4 résume, en fonction du substrat des bassins versants, les classes de valeurs d'α modal observées. Pour les bassins versants calcaires, la représentativité des valeurs moyennes proposées est moins pertinente puisque chacune des valeurs n'a pu être déterminée que sur un bassin. Par ailleurs, la complexité des écoulements en milieu calcaire doit impliquer une importante variabilité des coefficients de tarissement selon le secteur où l'on se situe. Pour les autres bassins, ces valeurs renseignent sur les ordres de grandeur des rythmes de vidange des nappes des principaux ensembles hydrogéologiques du bassin Rhin-Meuse.

Tableau 6-4 : Coefficients de vidange des nappes moyens des principaux ensembles hydrogéologiques du bassin Rhin-Meuse. On peut notamment rapprocher les coefficients de tarissement des bassins versants gréseux des valeurs proposées par Lebaut (2000) pour des cours d'eau alimentés par la nappe des Grès d'Ardenne-Luxembourg. Le tarissement moyen des bassins vosgiens drainant un milieu cristallin s'approchent par ailleurs du coefficient de tarissement calculé par Dacharry sur le bassin cristallin de la Sénouire (coefficient de tarissement de 0,069 à la station de Paulhaguet).

	Substrat perméable				**Substrat « imperméable »**	
	Calcaires oxfordiens	Grès	Calcaires du Dogger	Socle mais influences gréseuses	Marnes et argiles	Socle
Classe	0,015	0,020 à 0,024	0,030	0,034 à 0,048	0,047 à 0,065	0,048 à 0,068
Moyenne	0,015	0,022	0,031	0,042	0,055	0,059

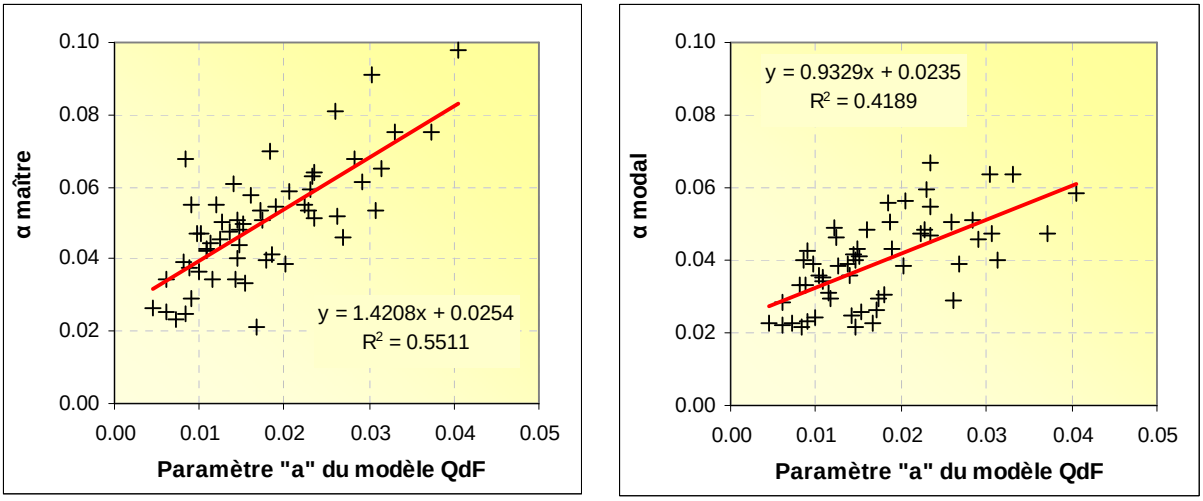
Les coefficients de tarissement sont comparés au paramètre « a » du modèle QdF, censé représenter le tarissement des cours d'eau.

3. Comparaison avec les valeurs « a » du modèle QdF

Les coefficients de tarissement moyens des bassins versants sont comparés au paramètre « a » du modèle QdF présenté en deuxième partie (chapitre 3), car cette valeur représenterait le coefficient de tarissement des cours d'eau (Galéa et al., 2000).

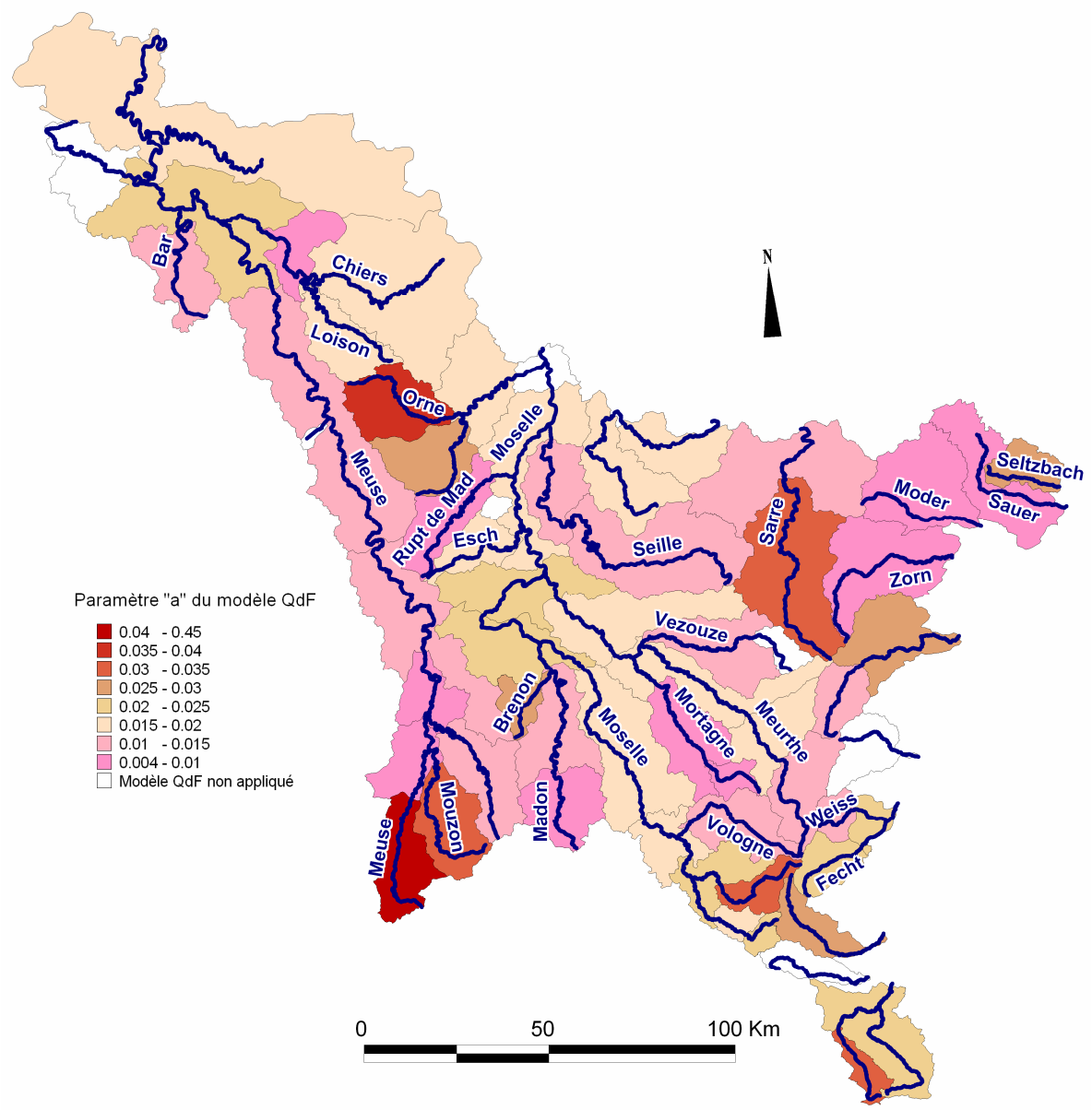
Des corrélations sont réalisées entre les coefficients maîtres ou modaux et les paramètres « a » du modèle QdF (figure 6-10). On peut constater que la corrélation entre les paramètres « a » et les coefficients maîtres est de meilleure qualité que celle réalisée en fonction des coefficients modaux. Mais dans les deux cas, si les graphiques montrent une relation entre ces variables, celles-ci ne sont pas directement comparables. En effet, ces valeurs ne représentent pas la même décroissance des débits et le paramètre « a » montre des valeurs inférieures aux coefficients de tarissement (en moyenne de 35 % par rapport au coefficient maître et de 45 % par rapport au coefficient modal). Seuls les ordres de grandeur imposés par le contexte hydrogéologique des bassins sont respectés.

Figure 6-10 : Corrélations entre les coefficients de tarissement maîtres et modaux et le paramètre « a » du modèle QdF.



Le paramètre « a » caractérise effectivement une décroissance moyenne des débits en période d'étiage : si « a » est élevé, on observe une décroissance rapide des débits (corrélativement, une vidange rapide des éventuels réservoirs) ; à l'inverse, plus « a » est faible, plus la diminution est lente et les débits soutenus par l'apport des nappes. La répartition spatiale de « a » suit donc globalement les caractéristiques hydrogéologiques et les conditions d'alimentation des bassins versants (figure 6-11). Les valeurs « a » les plus faibles caractérisent le tarissement des cours d'eau drainant les grands aquifères du bassin Rhin-Meuse : les Vosges gréseuses (exemples : la Mortagne, la Moder), l'aquifère du Dogger (exemple : l'Esch) et les calcaires de l'Oxfordien (Meuse aval). Les bassins disposant de peu de réservoirs présentent des valeurs « a » élevées, caractéristiques d'un tarissement rapide. Il s'agit des bassins versants marneux et argileux de la Sarre, de l'Orne à Boncourt ou encore de la Meuse amont, ainsi que les bassins versants situés dans les Vosges cristallines.

Figure 6-11 : Variabilité spatiale du paramètre « a » du modèle QdF.



Cependant, le paramètre « a » du modèle QdF ne peut pas être directement assimilé à un coefficient de tarissement. Soulignons que si Galéa et al. (2000) basent leur démonstration sur la convergence des courbes QdF, Javelle (2001) précise que l'affinité des distributions est liée à l'affinité des hydrogrammes. Cette affinité repose, selon lui, sur la loi de Maillet. La figure 6-12 illustre un cas théorique, fondé sur trois courbes de tarissement de même α. L'affinité de ces phases de tarissement permet de passer d'une courbe à une autre par l'intermédiaire des coefficients. Si le coefficient de Maillet et le paramètre « a » quantifient tous deux la décroissance des débits en période d'étiage, leurs valeurs diffèrent pour plusieurs raisons illustrées par cette figure :

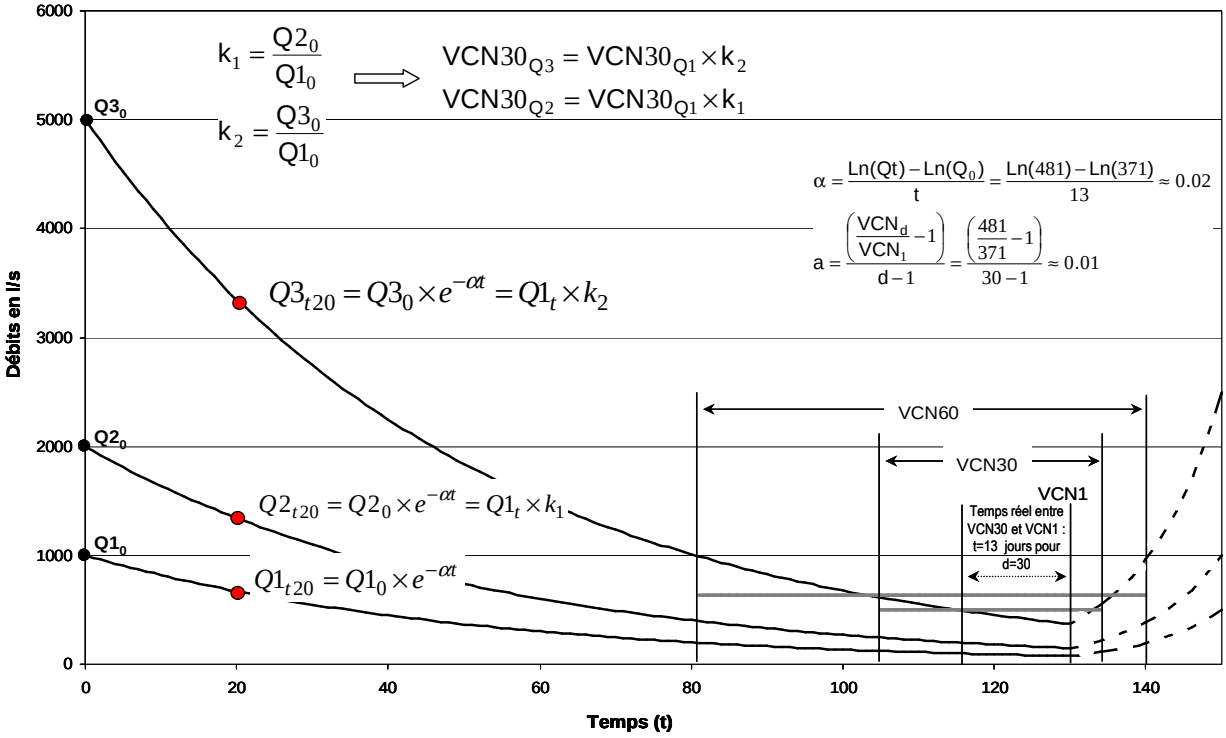
- D'une part, le coefficient de tarissement α considère une décroissance exponentielle des débits et non pas arithmétique, contrairement au paramètre « a » ;

- D'autre part, le VCN d'une durée donnée englobe les VCN de durées inférieures, de sorte que la durée portée en abscisse sur les graphiques ne correspond pas au temps utilisé dans le calcul d'α : dans une phase de tarissement il ne faut pas forcément 10 jours pour passer d'une valeur de VCN_{30} à une valeur de VCN_{20}. Dans l'exemple illustré ici, la relation entre l'α de Maillet et la pente « a » du modèle QdF montre un rapport qui varie du simple au double (a vaut 0,01 et α vaut 0,02). Cette différence est en partie liée à la durée induite des VCN_d car il faut 13 jours pour passer du VCN_{30} au VCN_1 et non pas 30 jours ;

- Enfin, d'une durée de VCN à une autre, les événements considérés risquent d'être indépendants, ce qui n'est pas le cas lors de l'analyse des épisodes de tarissement représentés par les courbes séquences.

Les coefficients de tarissement représentent le tarissement des cours d'eau à proprement dit, alors que le paramètre « a » du modèle QdF est soumis à plusieurs contraintes, en particulier la durée induite par le VCN_d qui n'est pas égale à la durée réelle du tarissement.

Figure 6-12 : Affinités des phases de tarissement pour un « a » constant - Durée réelle et durée induite par les VCN dans la méthode QdF.



4. Validation à partir d'un épisode particulier : le mois d'avril 2007

Le mois d'avril 2007 constitue une situation tout à fait exceptionnelle car nous avons pu observer une période d'un mois entier sans précipitations. La rareté de longues périodes de tarissement a encouragé l'analyse de cet épisode exceptionnel. Ainsi, le tarissement d'avril 2007 a été étudié aux stations pour lesquelles les débits journaliers sont déjà disponibles.

Les hydrogrammes journaliers présentent généralement de longues décroissances de débits à partir desquelles il est aisé de tracer la courbe de tarissement (figure 6-13). Les coefficients de tarissement représentant cet épisode ont été calculés et comparés aux coefficients de tarissement moyens des cours d'eau (figure 6-14). On constate que les valeurs s'approchent fortement de l'α médian. Par ailleurs, malgré le caractère exceptionnel de cet épisode, on peut remarquer que les coefficients de tarissement obtenus se situent, dans la majorité des cas, dans l'intervalle des coefficients de fréquence 0,25 et 0,75 (figure 6-15) attestant de la pertinence de ce rail.

Figure 6-13 : Le tarissement du mois d'avril 2007 – a) L'Esch à Jezainville – b) La Moder à Schweighouse – c) La Moselle à Epinal – d) La Moselotte à Vagney – e) Le Seltzbach à Niederroedern – f) La Vologne à Chénimenil.

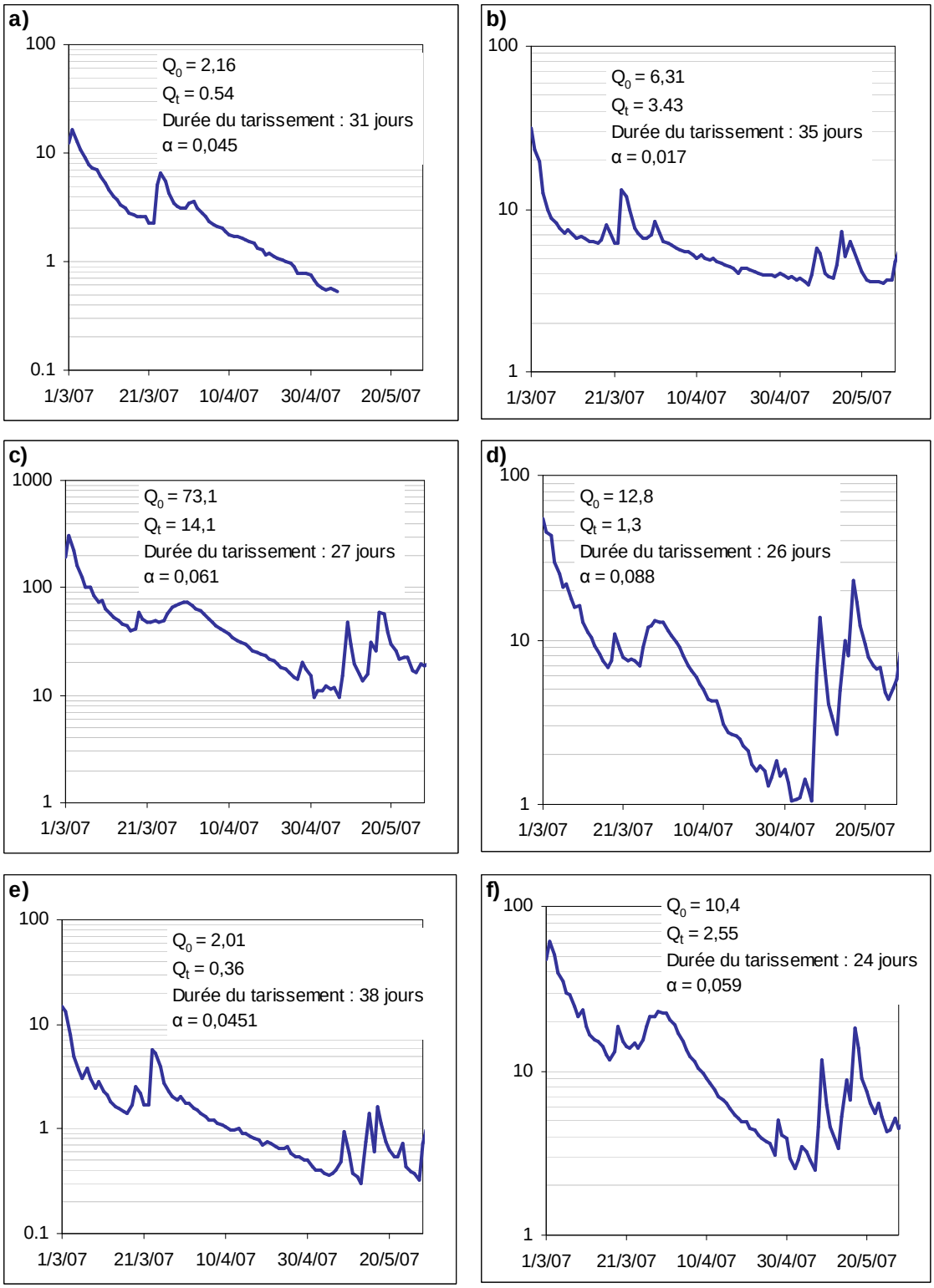


Figure 6-14 : Corrélation entre le coefficient de tarissement d'avril 2007 et les coefficients de tarissement modaux, moyens et médians.

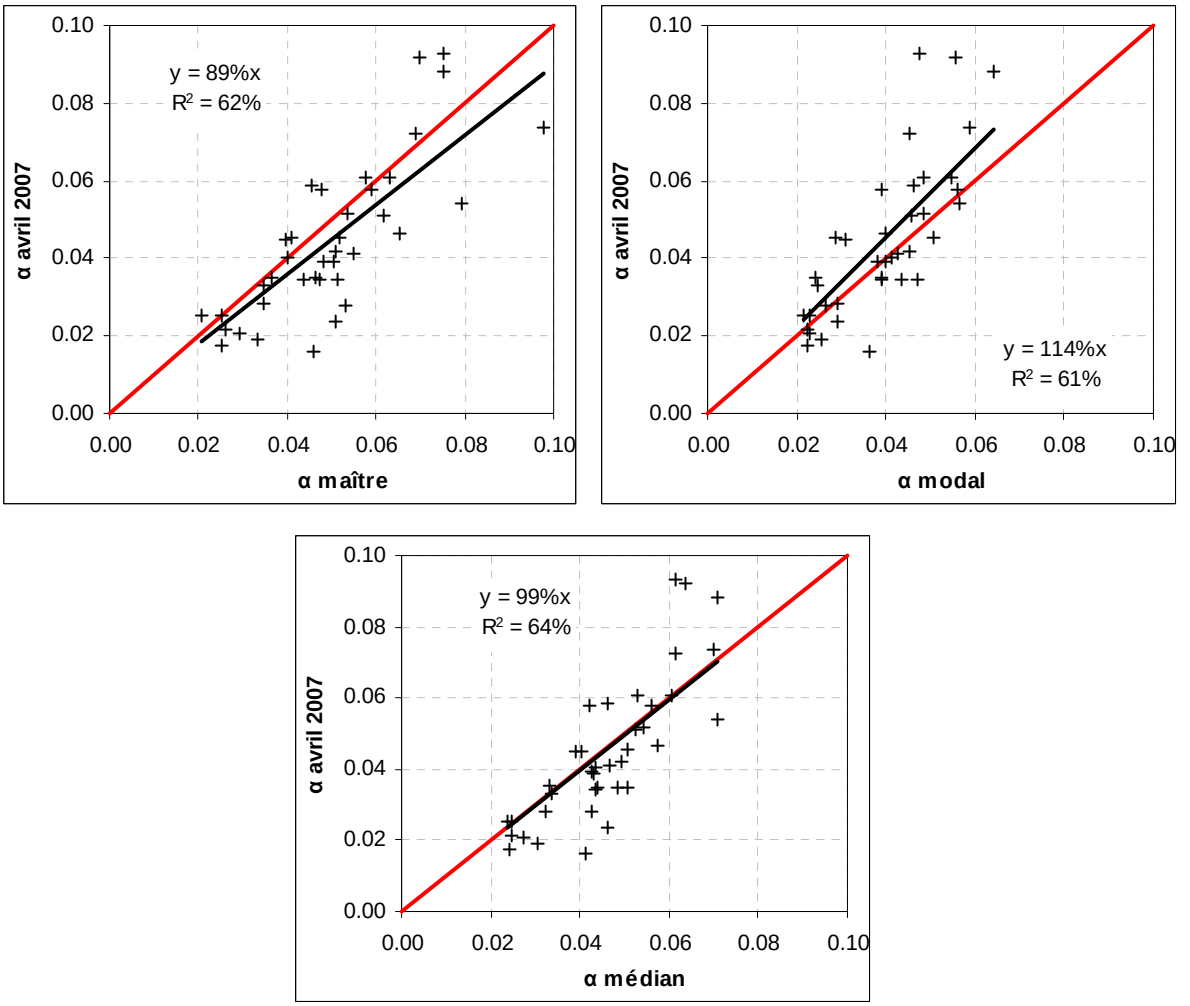
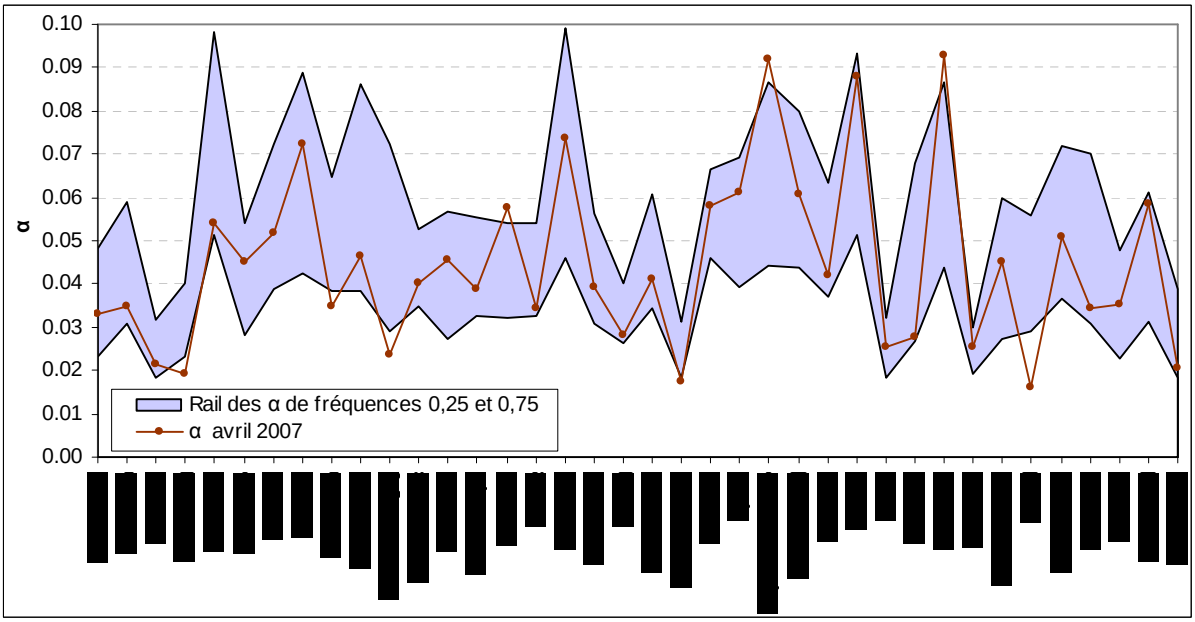


Figure 6-15 : Comparaison entre le coefficient de tarissement d'avril 2007 et les coefficients de fréquence 0,25 et 0,75.



Conclusion du chapitre 6

La variabilité des coefficients de tarissement a souligné l'incertitude qui demeure sur les phénomènes quantifiés dans l'analyse du tarissement et sur l'origine du débit de base. La recherche d'une valeur moyenne s'est avérée nécessaire pour pouvoir attribuer aux bassins versants un rythme de tarissement moyen. Le traitement statistique des coefficients de Maillet a abouti à des résultats plus satisfaisants que ceux issus de la courbe maîtresse de tarissement et il a en outre permis de tenir compte de la variabilité de ce coefficient. Le coefficient de tarissement modal a ainsi été retenu pour caractériser le comportement moyen des cours d'eau. Cette valeur nous a paru cohérente avec le contexte hydrogéologique des bassins versants.

Chapitre 7

Approche comparée à partir d'un bassin test et tarissement à l'échelle mensuelle

Sommaire

I. La courbe enveloppe de tarissement

1. Le tracé des courbes enveloppes

2. Courbes enveloppes et courbes séquences : des écarts importants

II. La courbe de décroissance reconstituée

1. La courbe de décroissance : similitudes avec les courbes enveloppes et les courbes séquences

2. De la courbe de décroissance à la courbe de décroissance reconstituée

2.1. Allure de la courbe de décroissance reconstituée

2.2. Identification des débits de tarissement au sein de la courbe de décroissance reconstituée

2.2.1. Identification du tarissement fondée sur les rythmes de décroissance des débits

2.2.2. Identification du tarissement fondée sur la relation entre les coefficients de décroissance et les premiers débits des séquences (Q_0)

III. Synthèse des différentes méthodes d'analyse du tarissement

IV. Essai d'estimation du coefficient de vidange des nappes mensuel

1. Le coefficient de vidange des nappes mensuel issu du coefficient de tarissement journalier : le coefficient de tarissement mensuel

2. Le coefficient de vidange des nappes mensuel issu de la décroissance du débit de base mensuel : le coefficient du débit de base

3. Le coefficient de vidange des nappes mensuel à partir des débits moyens mensuels : le coefficient du régime

4. Comparaison entre les coefficients mensuels et journaliers

L'analyse du tarissement à partir des courbes séquences présente l'avantage d'une sélection objective et paramétrée des débits. Cependant, si les débits sélectionnés respectent la définition physique du tarissement, ils ne semblent pas représenter uniquement le tarissement de la nappe principale. La variabilité des coefficients de tarissement obtenus suggère en effet que l'on quantifie la vidange conjointe de différents compartiments. Il apparaît donc intéressant de mettre en œuvre d'autres méthodes d'analyse du tarissement afin de comparer les résultats obtenus.

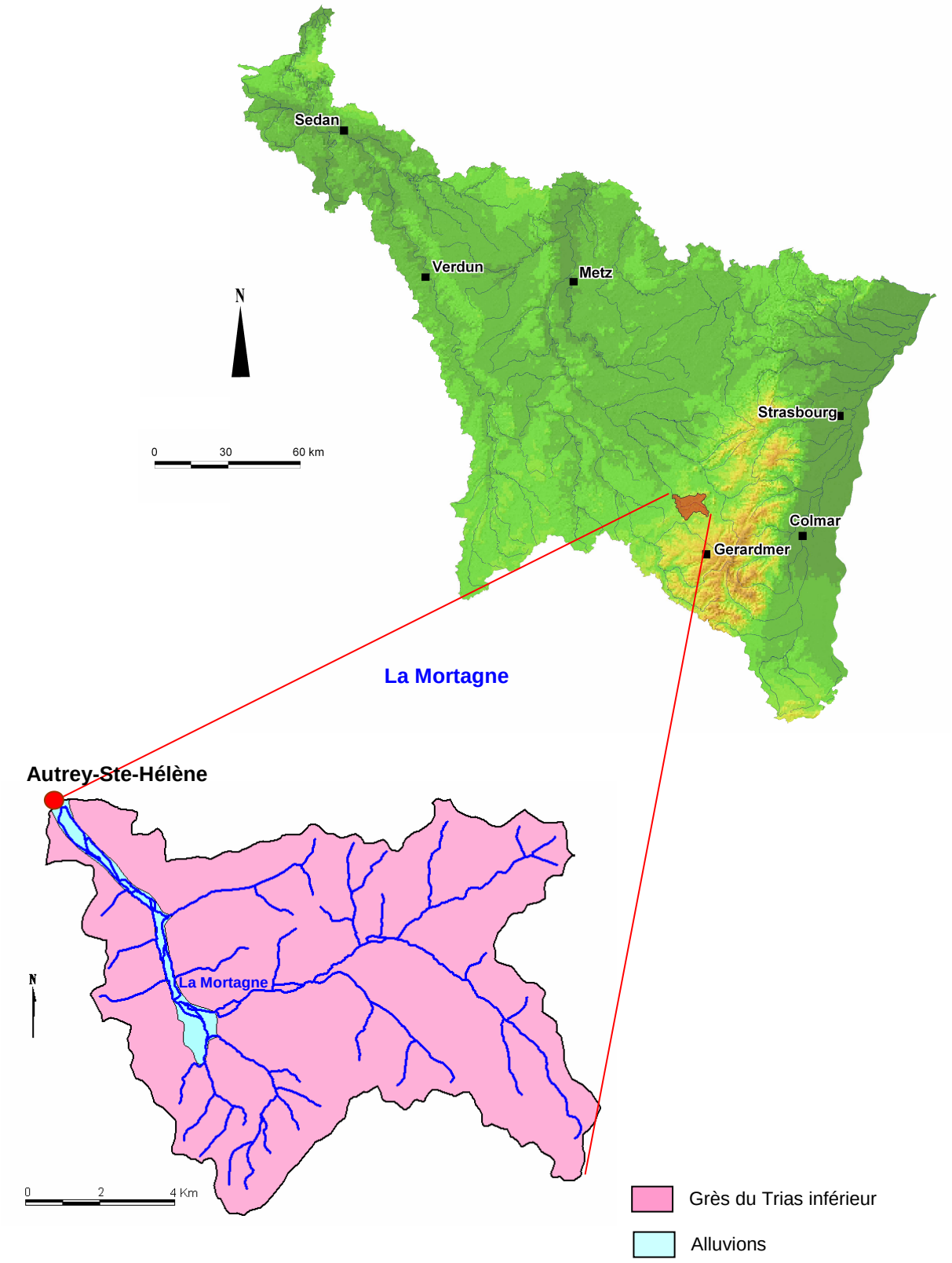
Pour cette raison, nous appliquons les deux autres méthodes d'analyse du tarissement exposées au chapitre 5 (la courbe enveloppe et la courbe de décroissance) au bassin versant de la Mortagne à la station d'Autrey-Ste-Hélène.

Le choix du bassin versant s'explique par les différents critères recherchés : bassin versant de petite taille ; milieu perméable et homogène ; alimentation par une nappe souterraine importante ; influences anthropiques limitées. Les principaux aquifères du bassin Rhin-Meuse se résumant aux milieux calcaires ou gréseux, le choix doit être opéré entre ces deux domaines très différents. Les possibles influences karstiques sur les écoulements en milieu calcaire rendent difficile une analyse du tarissement et les spécificités associées à ce milieu conduisent à préférer le domaine gréseux qui offre une bonne représentation de l'écoulement en milieu poreux.

Le bassin versant de la Mortagne répond à ces attentes. Bassin versant de 100 km^2, situé dans les Vosges gréseuses, il est entièrement développé dans les grès du Trias inférieur (figure 7-1). Il constitue donc un milieu perméable homogène, qui favorise l'infiltration et une restitution pondérée. Une chronique complète de 1971 à 2003, l'absence d'influences anthropiques importantes et la qualité de ses données ont également encouragé ce choix. D'autre part, les bassins versants similaires à ceux contrôlés par la station d'Autrey-Ste-Hélène sont peu nombreux et révèlent soit des problèmes d'hydrométrie avérés (la Zorn à Waltenheim, la Moder à Schweighouse), soit des chroniques de débits trop courtes (la Vezouze à Frémonville aurait constitué un bassin versant intéressant, mais nous ne disposons que d'une dizaine d'années de données). En outre, le bassin versant de la Mortagne a constitué tout au long de ce travail le bassin versant de référence pour l'analyse des tarissements, essentiellement du fait de la présence de l'importante nappe des grès vosgiens. Il s'agit d'un bassin versant bien connu, qui a par ailleurs fait l'objet d'un travail de thèse (Kim, 1991) et de campagnes de jaugeages récentes (été 2004). Les résultats pourront être comparés à ceux obtenus par Lebaut (2000) qui s'est intéressé au tarissement de la nappe des Grès d'Ardenne-Luxembourg.

La première méthode appliquée aux hydrogrammes journaliers de la Mortagne est celle de la courbe enveloppe.

Figure 7-1 : Localisation du bassin versant de la Mortagne à la station d'Autrey-Ste-Hélène au sein du bassin Rhin-Meuse.



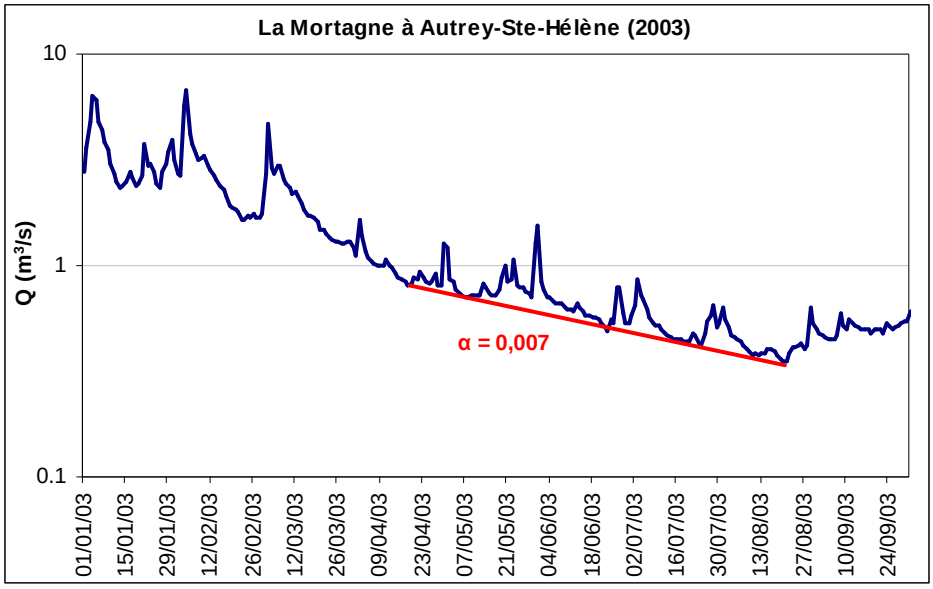
I. La courbe enveloppe de tarissement

La méthode de tracé de la courbe enveloppe consiste à ignorer les pics de ruissellement mineurs liés aux pluies, en reliant les points bas de l'hydrogramme. Ces points représentent le tarissement dans la mesure où ils suivent l'alignement d'une droite décroissante (en échelle semi-logarithmique selon la fonction exponentielle de Maillet). La part de subjectivité ne peut pas être écartée dans le tracé de cette courbe et le choix des épisodes de tarissement dépend donc en partie des interprétations de l'opérateur.

1. Le tracé des courbes enveloppes

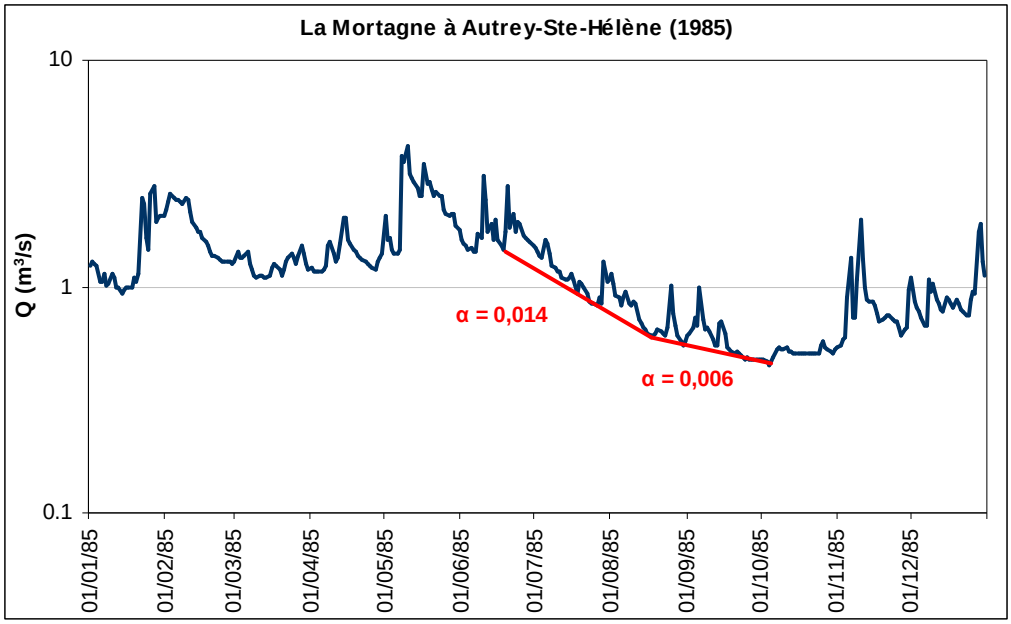
Les épisodes de tarissement sont repérés et tracés manuellement à partir des hydrogrammes journaliers de la période 1971-2003 (exemple figure 7-2). Comme attendu en climat océanique, aucune année ne laisse apparaître une baisse régulière et prolongée des débits journaliers : les hydrogrammes sont très perturbés, même en période d'étiage, par des remontées de débits liées aux précipitations. En règle générale on repère un épisode par an, mais certaines années aucun ou à l'inverse deux. Au total, on compte 19 phases sur les 33 années d'observations. Les courbes enveloppes sont ajustées à la loi de Maillet afin de calculer les coefficients de tarissement correspondants. Les résultats sont rassemblés en annexe 7-1.

Figure 7-2 : Exemple de tracé de la courbe enveloppe de tarissement.



Certaines années deux coefficients de tarissement sont calculés : il s'agit des années pour lesquelles la courbe enveloppe est marquée d'une rupture dans son rythme de décroissance (1972, 1985 et 1990), conduisant au tracé de deux courbes (figure 7-3). Un caractère commun peut être établi entre ces années : elles montrent systématiquement une décroissance plus faible dans la deuxième partie de la courbe. Les valeurs les plus fortes, obtenues dans les premières parties des courbes, peuvent laisser présager un mauvais choix dans le tracé de la courbe enveloppe.

Figure 7-3 : Exemple de tracé d'une courbe enveloppe affectée d'une rupture.



2. Courbes enveloppes et courbes séquences : des écarts importants

Le tableau 7-1, qui résume les principaux résultats des courbes enveloppes et les compare à ceux des courbes séquences, appelle différentes remarques :

- D'une part, on constate que la différence majeure entre les courbes enveloppes et les courbes séquences réside dans la durée des épisodes de tarissement : la durée moyenne des courbes enveloppes est de 91 jours contre seulement 7 pour les courbes séquences ; l'épisode le plus long dure 156 jours pour les courbes enveloppes contre 22 jours pour les courbes séquences ;

- D'autre part, les coefficients de tarissement des courbes enveloppes sont nettement inférieurs à ceux calculés à partir des courbes séquences. La moyenne arithmétique des coefficients de tarissement des courbes enveloppes est de 0,008 contre 0,026 pour la moyenne arithmétique des courbes séquences. On remarque par ailleurs que les coefficients de tarissement varient d'un épisode à l'autre et d'une année à l'autre dans un intervalle s'échelonnant de 0,002 à 0,014 (cf. annexe 7-1). Le coefficient le plus fort des courbes enveloppes se rapproche à peine du quantile de fréquence 0,25 au non-dépassement (qui vaut 0,018) calculé par l'analyse statistique des courbes séquences.

Tableau 7-1 : Comparaison entre les principales caractéristiques des courbes enveloppes et des courbes séquences de tarissement de la Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (1971-2003).

	Courbes enveloppes	Courbes séquences
Durée moyenne des épisodes (en jours)	91	7
Episode le plus long (en jours)	156	22
Coefficient de tarissement moyen (moyenne arithmétique des α)	0,008	0,026
Coefficient de tarissement minimum	0,002	0,006
Coefficient de tarissement maximum	0,014	0,055

Au regard de l'importance des écarts, à la fois entre la durée des épisodes et entre les valeurs des coefficients de tarissement issus de ces deux méthodes, il apparaît évident que ces approches ne quantifient pas le même processus. Les coefficients de tarissement des courbes enveloppes sont significativement inférieurs à ceux des courbes séquences mais la durée des épisodes est beaucoup plus longue. La différence fondamentale entre ces approches est à relier au processus de recharge, admis dans l'une (courbe séquence) et absente dans l'autre (courbe enveloppe). Les courbes enveloppes englobent en effet des épisodes pluvieux estivaux, et considèrent qu'ils ne sont pas suffisants pour permettre une recharge des réservoirs souterrains. Le tracé du débit de base qui correspond à celui de la courbe enveloppe s'approche donc du fonctionnement supposé des nappes, avec une recharge saisonnière calquée sur le régime du cours d'eau : « le printemps et l'été, même pluvieux, sont en effet incapables de recharger les nappes du fait de prélèvements évaporatoires supérieurs à la pluie » (Cosandey et al., 2003). Tous les débits intégrés au sein de la courbe enveloppe ne correspondent pas à du débit de base pur : seuls les débits les plus bas représentent le tarissement, les autres débits étant influencés par l'écoulement rapide de crue. A l'inverse, tous les débits des courbes séquences correspondent à des débits de tarissement, mais les séquences sont beaucoup plus courtes car régulièrement interrompues par les épisodes pluvieux pouvant, dans certains cas, engendrer une recharge des réservoirs.

Ces deux méthodes d'analyse du tarissement ne s'opposent cependant pas fondamentalement. En effet, le tracé du débit de base opéré par la courbe enveloppe semble s'approcher d'un débit de base associé à une nappe « profonde » du bassin versant, dans la mesure où l'on admet une absence de recharges durant la saison chaude. Par contre, le tracé du débit de base fondé sur les courbes séquences ne contredit pas nécessairement l'absence d'une recharge estivale des principaux réservoirs. Les recharges observées sont en effet attribuées à d'autres compartiments de la réserve hydrologique. Dans ce contexte, on peut en définitive associer les coefficients de tarissement des courbes enveloppes à la vidange de la nappe d'alimentation principale du bassin. L'absence de critères de sélection précis ne garantit cependant pas l'homogénéité des débits retenus par les

courbes enveloppes, d'autant plus que les valeurs ne sont pas constantes d'une année à l'autre. Les résultats sont donc dans tous les cas à interpréter avec précaution.
La dernière approche mise en œuvre pour aborder le tarissement utilise une méthode de sélection des débits automatisée.

II. La courbe de décroissance reconstituée

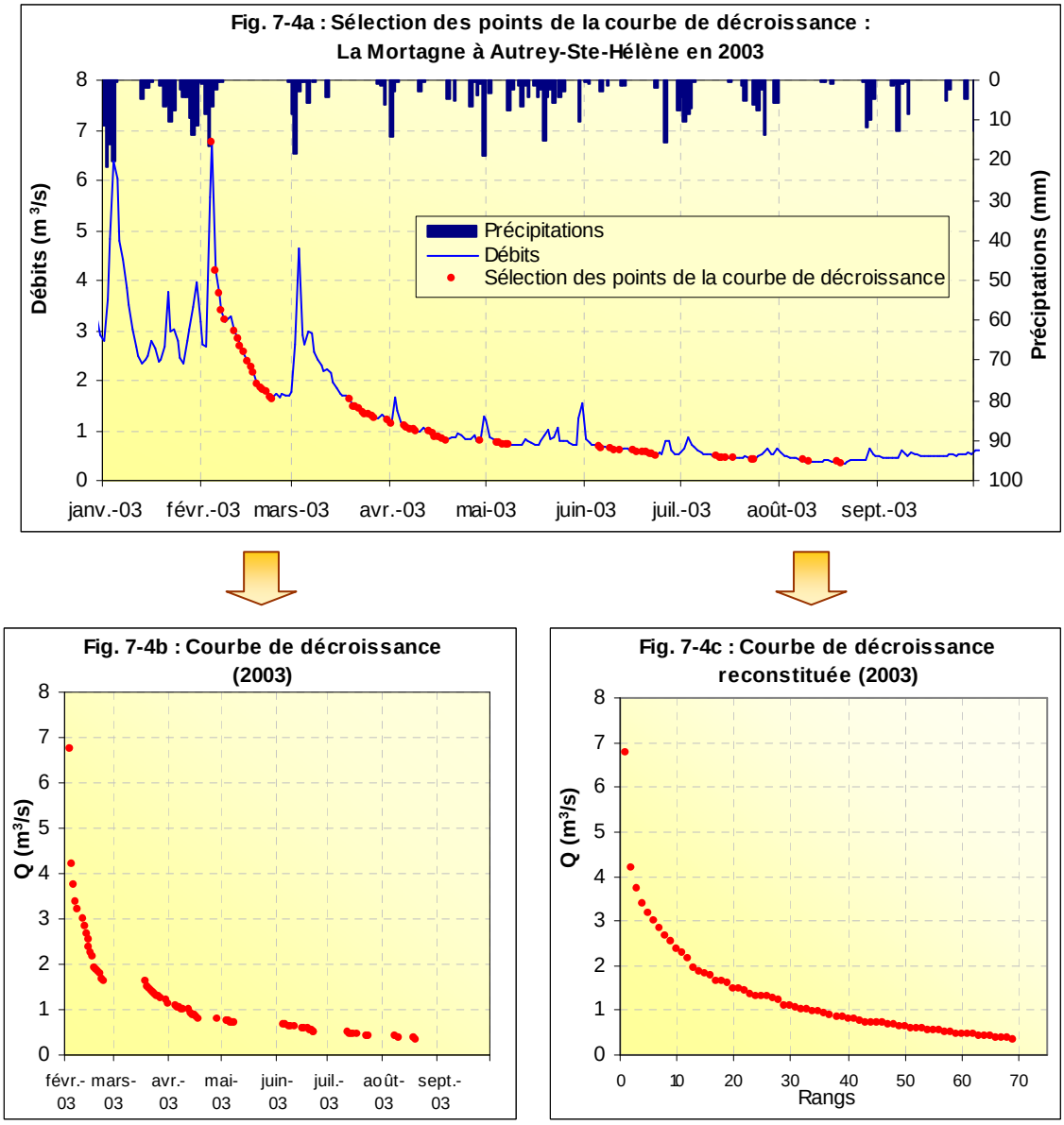
Cette dernière méthode est sans doute la plus singulière mais aussi la plus éloignée d'une analyse du tarissement, car elle consiste à sélectionner tous les débits décroissants depuis le plus fort de l'année jusqu'au plus faible (cf. chapitre 5). L'interprétation de cette courbe aboutit pourtant à des résultats intéressants pour l'analyse du tarissement.

Cette approche est qualifiée de « courbe de décroissance » car elle ne s'apparente pas à une courbe de tarissement, du moins dans sa partie supérieure. En effet, les premiers débits de la courbe représentent inévitablement la décrue puis le ressuyage. Par contre, les débits les plus bas de l'année, c'est-à-dire ceux situés à la fin de la courbe de décroissance, nous intéressent plus particulièrement car ces débits peuvent correspondre à des débits de tarissement. L'un des intérêts de cette méthode est d'observer si, à partir d'une approche aussi rudimentaire, il n'est pas possible d'identifier des types de décroissance représentant des processus hydrologiques tels que la décrue ou le ressuyage, afin d'isoler ensuite les débits qui correspondent au tarissement. La représentation de la courbe peut s'effectuer de deux façons : en figurant les débits selon leurs dates d'apparition ou bien en les regroupant bout à bout (figure 7-4).

1. La courbe de décroissance : similitudes avec les courbes enveloppes et les courbes séquences

Les deux types de représentation de la courbe de décroissance amènent à rapprocher le premier graphique (figure 7-4b, les débits figurent en fonction de leur date d'apparition) de la méthode des courbes enveloppes et le second (figure 7-4c, les débits figurent bout à bout) de la méthode des courbes séquences. L'objectif est d'éliminer les débits de décrue ou de ressuyage qui sont nécessairement intégrés au sein de cette courbe de décroissance globale. Le tarissement peut être identifié en repérant les débits qui s'alignent sur les graphiques transformés en échelle semi-logarithmique (linéarisation de la fonction exponentielle de Maillet).

Figure 7-4 : Deux modes de représentation de la courbe de décroissance.



Il est ainsi possible, à partir du premier graphique (figure 7-4a), de retracer la courbe enveloppe de tarissement en reliant les débits les plus bas de la courbe qui s'alignent en échelle semi-logarithmique (figure 7-4b). Ces débits doivent en effet correspondre aux points les plus bas de l'hydrogramme, recherchés lors du tracé de la courbe enveloppe. Sur le second graphique (figure 7-4c), les débits décroissants sont mis bout à bout mais ils peuvent correspondre à une succession d'épisodes de tarissement indépendants qui s'approchent de la conception des courbes séquences.

L'analyse de la courbe de décroissance, à partir de la figure 7-4b, rejoint celle des courbes enveloppes abordée précédemment (cf. *I. La courbe enveloppe de tarissement*).

En revanche, la courbe de décroissance analysée à partir du second mode de représentation, qui la rapproche a priori des courbes séquences peut apporter une nouvelle lecture. Nous proposons de

qualifier cette courbe construite en agrégeant tous les débits de « courbe de décroissance reconstituée ». Son principe de construction la rapproche de la « Matching Strip Method » (Toebes et Strang, 1964, cités par Hall, 1968) qui consiste également à reconstituer la courbe de tarissement à partir d'épisodes indépendants mis bout à bout.

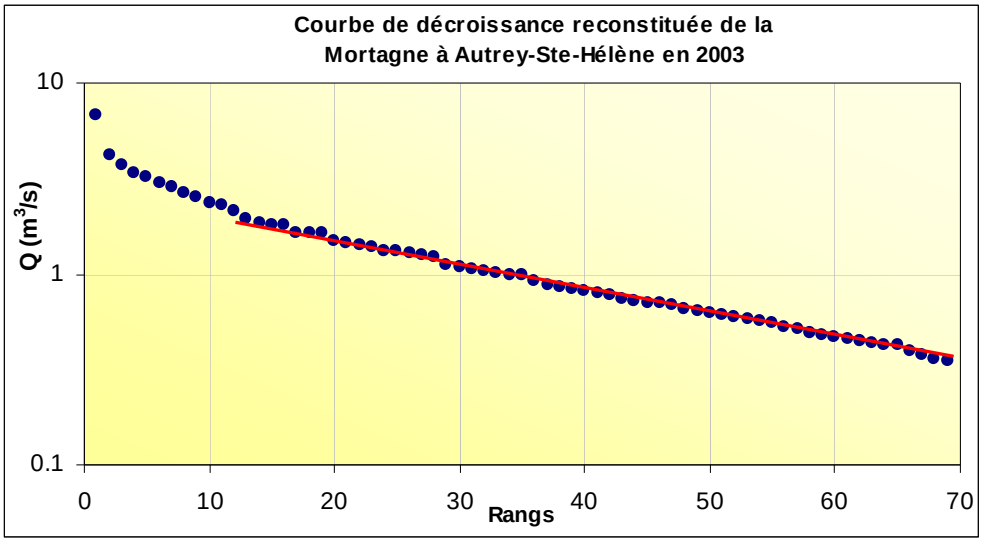
2. De la courbe de décroissance à la courbe de décroissance reconstituée

Pour cette seconde représentation, les débits sont donc reportés bout à bout afin de repérer les phases de tarissement en observant si des alignements apparaissent en échelle semi-logarithmique.

2.1. Allure de la courbe de décroissance reconstituée

La figure ci-dessous (figure 7-5), qui représente la courbe de décroissance reconstituée de l'année 2003, est particulièrement éloquente car on observe un alignement propre et continu des débits. Un tel alignement atteste d'un rythme de décroissance similaire d'épisodes de tarissement successifs, mais indépendants dans le temps car contrariés par des périodes de réalimentation.

Figure 7-5 : Courbe de décroissance reconstituée de l'année 2003.



L'observation des courbes de décroissances reconstituées de chacune des années confirme cette tendance à l'alignement de débits non consécutifs dans le temps. L'année 2003 n'est cependant pas représentative de l'allure générale de ces courbes, car on observe souvent des segments de droite qui évoluent par paliers successifs, comme illustré par les figures 7-6 ou 7-7. Les pentes des différentes séquences diminuent en général progressivement depuis les débits les plus forts jusqu'aux débits les plus bas : la première partie des courbes montre dans la plupart des cas des pentes très fortes, qui doivent représenter les phases de décrue ou de ressuyage consécutives au débit maximum observé, puis la diminution des débits devient moins rapide. Les différentes séquences qui ont pu être tracées à partir de la courbe de décroissance reconstituée sont illustrées sur les graphiques ci-dessous.

Figure 7-6 : Courbe de décroissance reconstituée de l'année 1987.

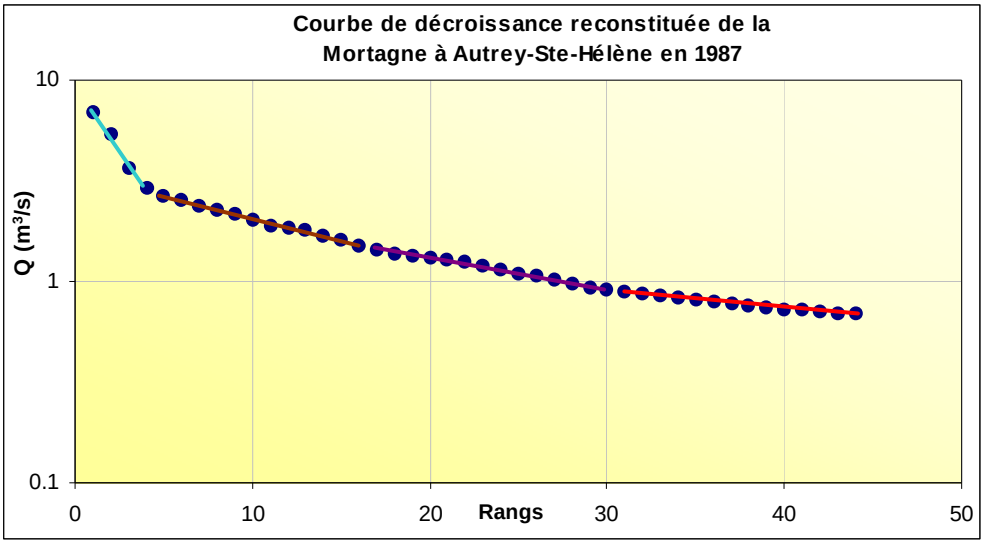
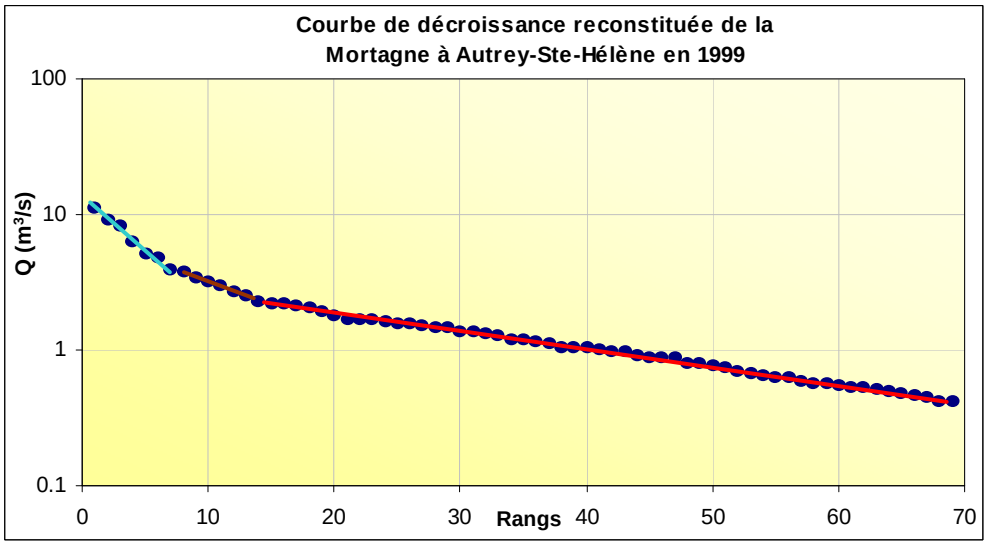


Figure 7-7 : Courbe de décroissance reconstituée de l'année 1999.



L'alignement de périodes intégrant des débits décroissants indépendants dans le temps prouve que les débits peuvent décroître au même rythme durant plusieurs épisodes successifs. L'objectif est de distinguer les décroissances influencées par les écoulements de surface afin d'isoler les séquences qui nous intéressent, c'est-à-dire celles représentatives du tarissement.

2.2. Identification des débits de tarissement au sein de la courbe de décroissance reconstituée

Les débits situés au début de la courbe de décroissance reconstituée ne représentent généralement pas le tarissement et ils ne respectent donc pas bien la décroissance exponentielle de la fonction de Maillet. L'année 2003 (figure 7-5) illustre cet aspect, car les premiers débits ne s'alignent pas correctement. La distinction entre les débits de tarissement et les débits influencés par de l'écoulement de surface pourrait s'appuyer sur cette interprétation graphique des courbes. Cependant, une simple appréciation visuelle n'est pas suffisante pour isoler les débits de tarissement. En effet, si les fortes décroissances des premières courbes sont facilement imputables à des processus de décrue, les séquences suivantes diminuent moins vite et peuvent s'approcher visuellement de la linéarisation de Maillet, même si elles risquent d'être encore influencées par le phénomène de ressuyage. Par conséquent, la limite entre les débits représentant le tarissement et les débits influencés par d'autres écoulements doit être opérée à partir d'une démarche plus rigoureuse.

2.2.1. Identification du tarissement fondée sur les rythmes de décroissance des débits

Nous proposons de calculer les rythmes de décroissance des débits pour toutes les séquences observées, depuis les plus rapides jusqu'aux plus lents, afin de comparer les valeurs obtenues. Ces valeurs sont appelées coefficients de décroissance des débits plutôt que coefficient de tarissement car différents processus de décroissance des débits sont quantifiés (décrue – ressuyage - tarissement). Bien que certains segments ne respectent pas la linéarisation de Maillet en échelle semi-logarithmique, cette formulation est imposée systématiquement pour le calcul des coefficients afin de les rendre comparables entre eux. L'objectif est de déterminer si la comparaison des coefficients obtenus permet d'envisager une classification des types de décroissances représentées (les coefficients les plus forts pouvant être attribués à de la décrue, les plus faibles au tarissement).

La courbe de décroissance reconstituée a été découpée au maximum en 5 séquences. Ces séquences de décroissance ont été observées au sein de l'hydrogramme des débits journaliers, afin de déterminer visuellement les débits qui se situent très certainement durant la décrue ou le ressuyage (figure 7-8) : ces valeurs figurent en bleu dans le tableau 7-2. Un second tri peut alors être réalisé, car les coefficients dont les valeurs sont comparables à celles des phases supprimées visuellement peuvent également être écartés. Les coefficients qui ont été supprimés s'échelonnent globalement de 0,04 à 0,30. Les coefficients de décroissance obtenus sont rassemblés par année dans le tableau 7-2. Dans la majorité des cas, plusieurs coefficients ont été calculés par année car ils correspondent aux différentes séquences qui ont pu être tracées.

Figure 7-8 : Repérage des séquences de la courbe de décroissance reconstituée au sein de l'hydrogramme des débits journaliers - les points rouges représentent les débits interprétés comme des débits de décrue d'après leur position sur l'hydrogramme.

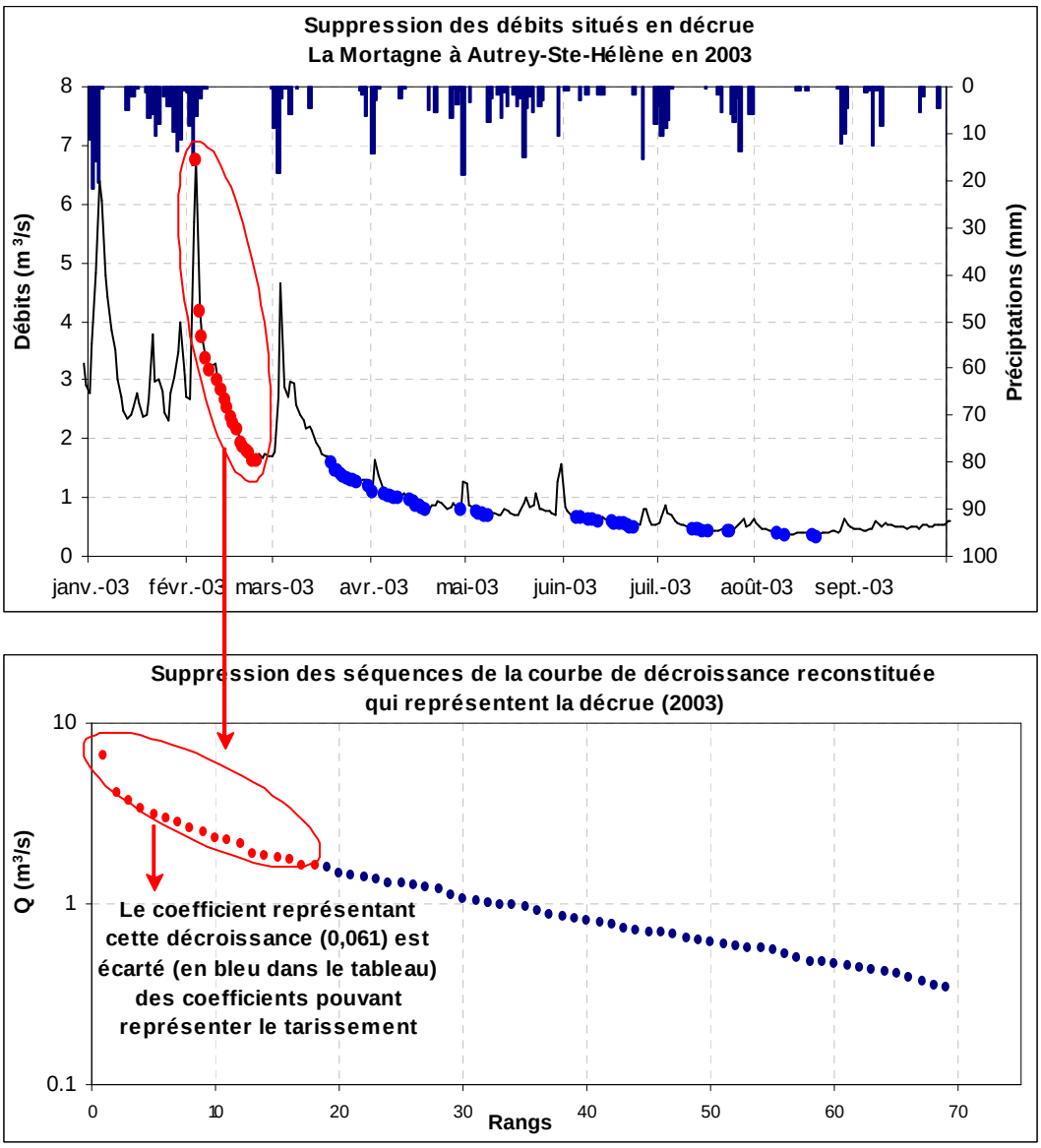


Tableau 7-2 : Coefficients de décroissance calculés à partir des courbes de décroissances reconstituées.

Année	Tronçon 1	Tronçon 2	Tronçon 3	Tronçon 4	Tronçon 5
1971	0,029				
1972	0,056	0,025			
1973	0,037	0,027	0,024		
1974	0,060	0,017	0,040		
1975	0,040				
1976	0,058	0,027			
1977	0,087	0,029			
1978	0,049	0,038	0,019		
1979	0,132	0,049	0,035	0,016	
1980	0,058	0,027			
1981	0,036	0,023	0,017		
1982	0,193	0,058	0,041	0,022	
1983	0,176	0,056	0,024	0,027	0,026
1984	0,122	0,032			
1985	0,055	0,040			
1986	0,134	0,038	0,025		
1987	0,293	0,048	0,027		
1988	0,143	0,041	0,041	0,037	
1989	0,083	0,050	0,018	0,018	
1990	0,238	0,033			
1991	0,103	0,026	0,030		
1992	0,097	0,026			
1993	0,036				
1994	0,160	0,047	0,026		
1995	0,105	0,043	0,037		
1996	0,048	0,024	0,023		
1997	0,054	0,027			
1998	0,105	0,049	0,027		
1999	0,175	0,083	0,030		
2000	0,107	0,052	0,031		
2001	0,119	0,043	0,030		
2002	0,087	0,038	0,024		
2003	0,061	0,029			

Ce tableau amène différents commentaires :

- D'une part, on constate que généralement les coefficients de décroissance diminuent à mesure que l'on progresse vers les débits minimums ;

- D'autre part, les coefficients n'ayant pas été supprimés (en noir) confirment la proximité supposée entre cette méthode et les courbes séquences : les coefficients des segments de tarissement de la courbe de décroissance reconstituée se situent généralement autour de 0,02 ce qui les rapproche de la valeur modale des courbes séquences qui est de 0,023. En revanche, des

écarts plus importants doivent être soulignés en ce qui concerne les valeurs extrêmes : le coefficient maximal des courbes séquences, qui vaut 0,055, correspondrait, selon les interprétations des résultats de la courbe de décroissance reconstituée, à une valeur trop élevée pour ne représenter que du tarissement. En effet, les coefficients supérieurs à 0,04 ont généralement été attribués à des valeurs influencées par des écoulements superficiels (valeurs en bleu).

Le tri réalisé dans les coefficients n'étant cependant fondé que sur des interprétations graphiques ou numériques, le recours à des critères plus pointus est préférable pour valider les choix opérés.

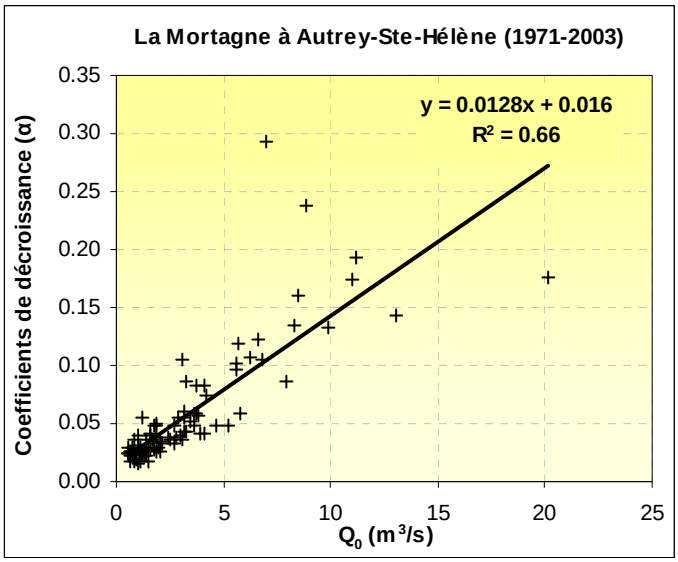
2.2.2. Identification du tarissement fondée sur la relation entre les coefficients de décroissance et les premiers débits des séquences (Q_0)

L'ensemble des coefficients issus de la courbe de décroissance reconstituée a été corrélé avec les débits Q_0, c'est-à-dire les premiers débits de chaque segment. La démarche est similaire à celle présentée au chapitre précédent : une relation entre Q_0 et le coefficient associé contredit la définition du tarissement selon Maillet.

Nous avons pu montrer au chapitre 6 dans quelle mesure les coefficients de tarissement peuvent être liés aux valeurs de départ Q_0 dans la configuration de certains bassins versants imperméables aux aquifères limités. Concernant le cas des bassins versants qui bénéficient d'importantes réserves souterraines, aucune relation n'est apparue, confirmant le caractère du tarissement. La Mortagne appartient à ce second type de bassins et aucune relation entre les coefficients de tarissement et les débits Q_0 n'avait été observée. Cependant, tous les épisodes retenus par les courbes séquences étaient censés représenter le tarissement, ce qui n'est pas le cas ici : par la méthode de la courbe décroissante reconstituée, on sait que les premiers débits de la courbe sont influencés par de l'écoulement superficiel. Une relation entre les coefficients calculés et Q_0 doit donc apparaître, au moins pour les valeurs les plus fortes. L'idée est de repérer jusqu'à quelles valeurs une relation est observée, ce qui permettrait d'isoler les coefficients de tarissement.

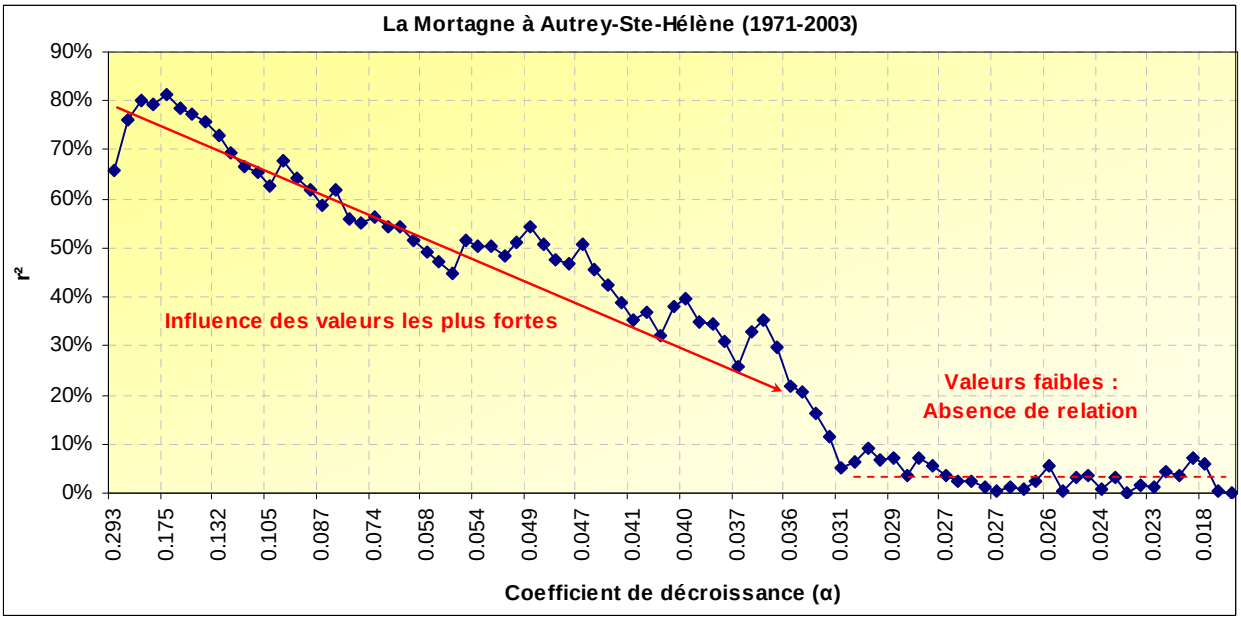
Le graphique ci-dessous (figure 7-9) présente la corrélation obtenue et confirme la relation entre les coefficients et les débits Q_0, en particulier du fait du poids des valeurs les plus élevées. Une interprétation détaillée de cette corrélation devrait donc permettre de déterminer jusqu'à quelles valeurs les coefficients sont influencés par Q_0.

Figure 7-9 : Corrélation entre les coefficients de décroissance de la courbe de décroissance reconstituée et les débits Q_0.



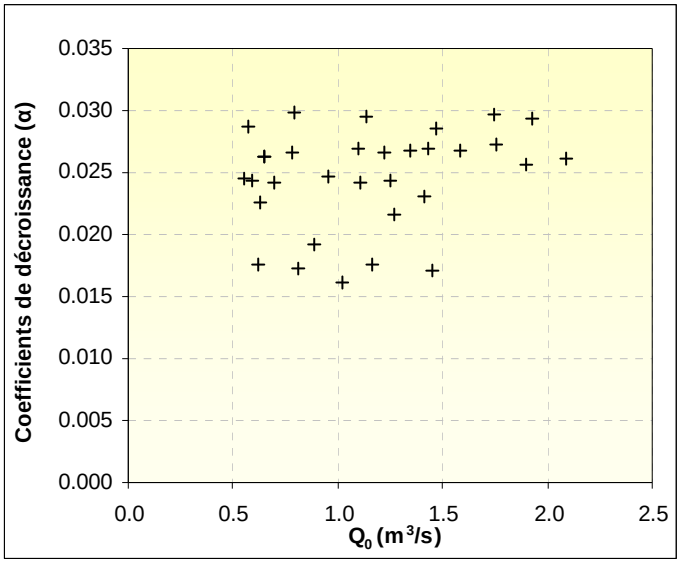
Pour ce faire, nous nous appuyons sur le corrélogramme présenté ci-dessous (figure 7-10). Le principe de construction de ce graphique consiste à représenter l'évolution du coefficient de corrélation r² à mesure que l'on retire de la régression les valeurs les plus fortes. L'évolution décroissante de la courbe atteste du poids des valeurs les plus fortes dans la signification des résultats de la corrélation. A mesure que les valeurs les plus élevées sont supprimées, la corrélation devient moins significative.

Figure 7-10 : Corrélogramme représentant l'évolution du coefficient r² à mesure que les valeurs les plus fortes sont retirées de la corrélation entre Q_0 et α.



Le graphique est particulièrement concluant car il met en exergue un palier aux alentours de la valeur de coefficient 0,03. Le seuil 0,03 paraît pertinent au sens où en deçà de cette valeur, la corrélation ne montre plus de lien significatif ($r^2 < 10$ %) et la valeur de r^2 cesse de décroître. Le graphique ci-dessous (figure 7-11) présente l'allure de la régression une fois les séquences supérieures à 0,03 supprimées : la corrélation s'apparente à celle observée entre Q_0 et les coefficients α des courbes séquences.

Figure 7-11 : Absence de relation entre les coefficients de décroissance et Q_0 après suppression des coefficients supérieurs à 0,03 - La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (1971-2003).



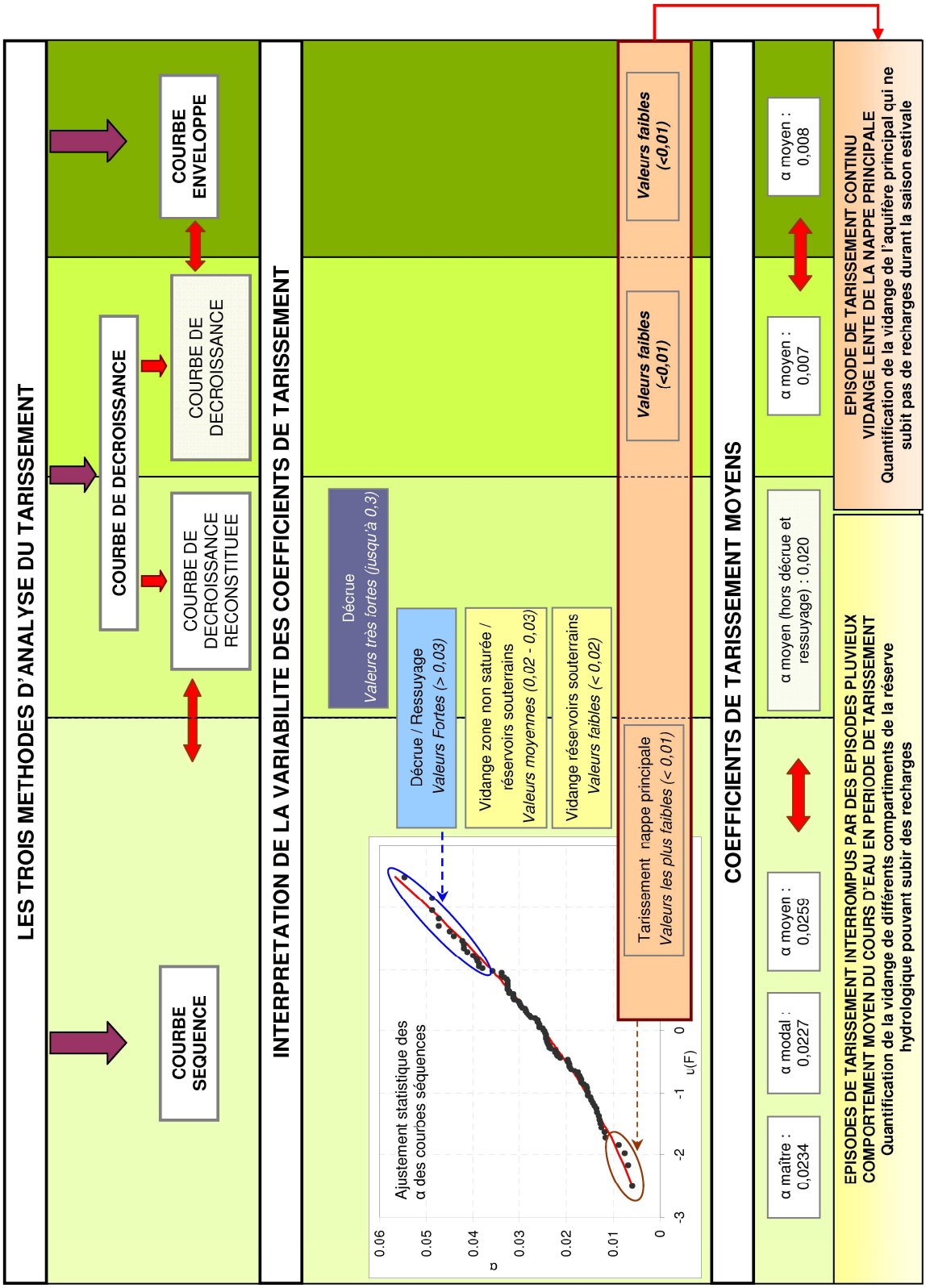
Les coefficients supérieurs au seuil 0,03 correspondent en définitive, d'après les interprétations de la courbe de décroissance reconstituée, à des valeurs trop fortes pour ne représenter que du tarissement. Ces coefficients sont donc écartés et associés aux processus de décrue ou de ressuyage. La moyenne des coefficients inférieurs à ce seuil est de 0,025, ce qui s'approche fortement du coefficient moyen (0,026) ou modal (0,023) des courbes séquences. La représentativité de cette valeur moyenne semble donc acquise, de même que la proximité entre les courbes séquences et la courbe de décroissance reconstituée, malgré une différence entre ces deux populations de débits (hors décrue et ressuyage).

Une synthèse des trois méthodes d'analyse du tarissement est réalisée.

III. Synthèse des différentes méthodes d'analyse du tarissement

Différents enseignements peuvent être tirés de ces trois méthodes : courbe séquence, courbe enveloppe et courbe de décroissance reconstituée. Les résultats et liens entre ces différentes méthodes sont illustrés par l'encadré 7-1.

ENCADRE 7-1 : Synthèse des trois méthodes d'analyse du tarissement



Présentation des méthodes fondée sur les résultats du bassin versant de la Montagne à la station d'Autrey-Ste-Hélène sur la période 1971-2003.

Les phases repérées à partir de la méthode des courbes enveloppes dépendent en partie des interprétations de l'opérateur, contrairement aux courbes séquences dont la sélection est automatisée. De plus, la méthode des courbes enveloppes est moins adaptée à l'analyse des tarissements sous nos climats du fait de précipitations abondantes qui soutiennent régulièrement les débits, à l'exception d'années particulièrement sèches. Enfin, il s'agit d'une approche d'ajustement dans la mesure où les alignements se réalisent rarement de manière propre et sont ajustés graphiquement. La méthode des courbes séquences constitue vraisemblablement une approche plus adéquate pour une analyse du tarissement en raison d'une sélection objective des débits, par des critères rigoureux qui doivent garantir le respect de la définition physique du tarissement. La méthode de la courbe de décroissance constitue une approche plus singulière qui a pu être reliée aux deux autres méthodes. En fonction du mode de représentation, la courbe de décroissance s'approche en effet, soit des courbes enveloppes, soit des courbes séquences (cf. encadré 7-1). L'interprétation des résultats des courbes séquences et des courbes enveloppes permet de faire le lien entre ces deux méthodes et d'expliquer les écarts observés.

Les épisodes de tarissement

Les épisodes de tarissement sélectionnés par la courbe enveloppe englobent des débits pouvant être influencés par les précipitations. La durée des épisodes peut donc être particulièrement longue et seuls les débits les plus bas de l'hydrogramme représentent les débits de tarissement. A l'inverse, tous les débits des courbes séquences correspondent à des débits de tarissement car ils sont sélectionnés durant des périodes non influencées par les précipitations. La durée des courbes séquences est donc beaucoup plus limitée car soumise aux contraintes climatiques. Ces méthodes d'analyse conduisent à une interprétation différente du débit de base.

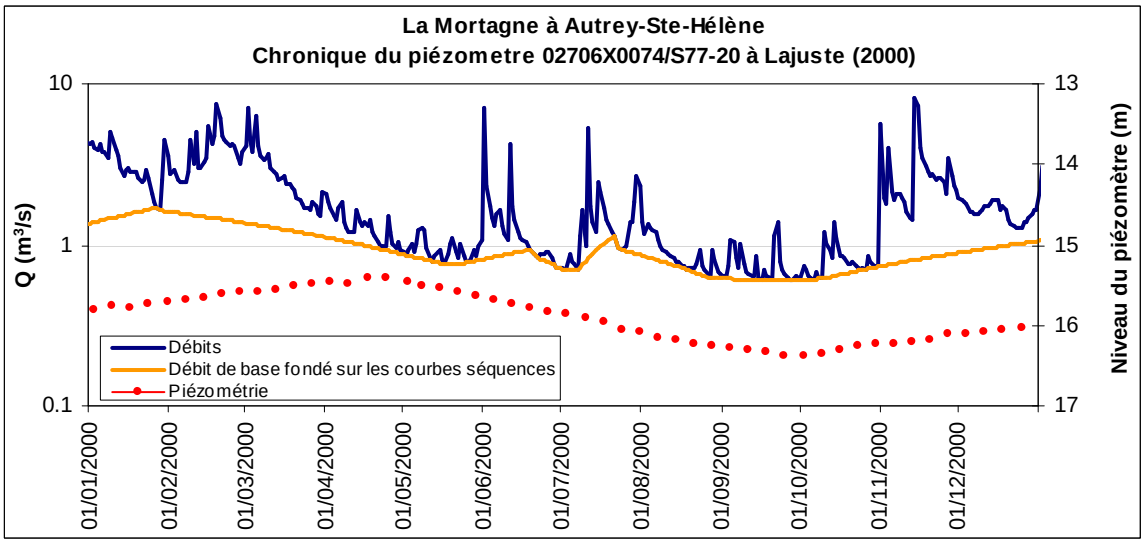
Le débit de base

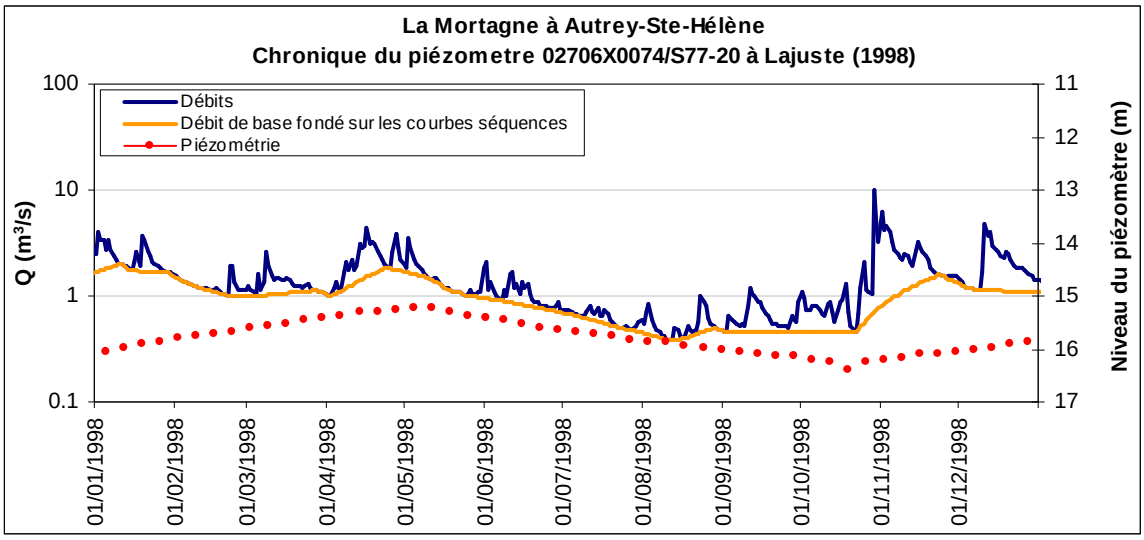
Les débits de tarissement représentent, par définition, uniquement du débit de nappe (ou débit de base). Les courbes de tarissement peuvent donc constituer la base d'une séparation des écoulements telle qu'abordée au chapitre 5. Or, en s'appuyant sur ce point, on s'aperçoit que le tracé du débit de base fondé sur les courbes enveloppes est nécessairement éloigné de celui proposé à partir des courbes séquences.

La courbe enveloppe induit en effet une absence de recharge durant la période estivale. Les remontées inopinées liées aux précipitations ne suffisent pas à recharger les réservoirs souterrains. A l'inverse, les courbes séquences sont sélectionnées durant des périodes non influencées par les précipitations mais interrompues par des épisodes pluvieux pouvant, dans certains cas, recharger les réservoirs souterrains.

Les vidanges quantifiées par l'une et l'autre de ces deux méthodes ne sont donc pas les mêmes : la durée particulièrement longue de la décroissance des débits représentée par la courbe enveloppe et l'absence de recharges durant toute cette période laissent penser que l'on quantifie plutôt la vidange d'une nappe « profonde ». La nappe des grès doit en effet présenter une recharge saisonnière qui a pu être observée sur les graphiques de la piézométrie. Même dans le cas d'années très pluvieuses la nappe ne semble pas bénéficier de recharges (figure 7-12). La rareté des données piézométriques n'a toutefois pas permis d'exploiter ces données en dehors des graphiques présentés ci-dessous.

Figure 7-12 : Comparaison entre le tracé du débit de base fondé sur les courbes séquences et l'évolution de la piézométrie de la nappe des grès.





Par ailleurs, les décroissances très courtes, représentées par les courbes séquences, et leur interruption par des périodes de recharge sous-entend que l'on ne quantifie pas uniquement la vidange de la nappe la plus importante mais plutôt, comme avancé au chapitre 6, la vidange de différents compartiments de la réserve hydrologique, voire de la zone non saturée. Les coefficients de tarissement obtenus confortent ces interprétations.

Les coefficients de tarissement

Les différentes valeurs de coefficient de tarissement obtenues peuvent être expliquées et sont cohérentes avec les hypothèses avancées précédemment :

Les courbes enveloppes :

Si les valeurs obtenues par la méthode des courbes enveloppes sont faibles et en général assez homogènes, certaines années les coefficients calculés peuvent être supérieurs à 0,01. En effet, les débits des courbes enveloppes risquent dans certains cas de ne pas représenter uniquement le débit de base de la nappe, dans la mesure où aucun critère n'est réellement utilisé pour paramétrer leur sélection. Mis à part ces quelques valeurs plus élevées, le coefficient de vidange moyen des courbes enveloppes se situe autour de 0,007. Ces valeurs moyennes nous paraissent représentatives pour plusieurs raisons :

- Les coefficients d'une nappe « profonde » de tarissement sont très faibles, ce qui apparaît cohérent avec la vidange d'une nappe importante comme celle des grès qui doit avoir un tarissement lent ;

- De plus, les faibles valeurs de coefficient de tarissement s'approchent des valeurs trouvées par Lebaut (2000) pour quantifier la vidange de la nappe des Grès d'Ardenne-Luxembourg (valeurs < 0,01) ;

- Enfin, ces valeurs correspondent aux coefficients de tarissement les plus bas ayant été observés à partir des courbes séquences.

Les courbes séquences :

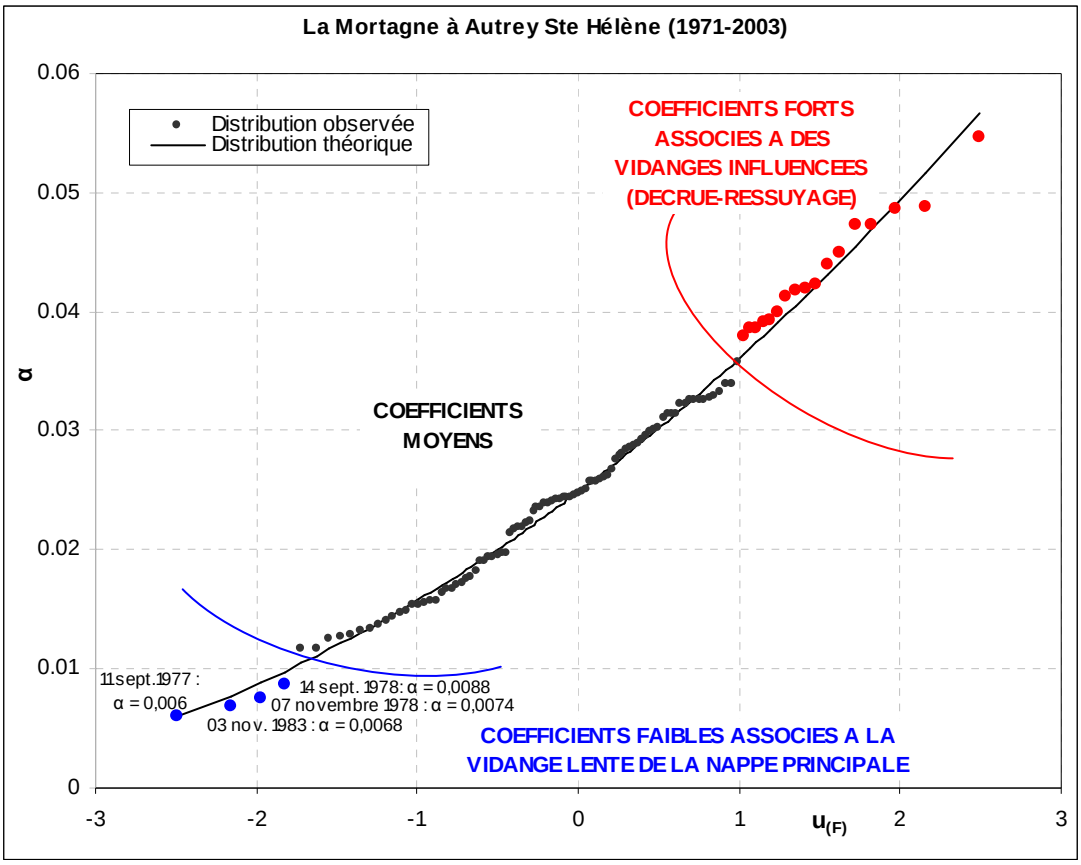
Les coefficients de tarissement des courbes séquences les plus faibles marquent une rupture avec les autres coefficients de la distribution statistique (figure 7-13). Ils s'échelonnent entre 0,006 et 0,009, ce qui les rend comparables aux coefficients de tarissement généralement obtenus par les courbes enveloppes. Des valeurs de décroissance similaires pourraient donc signifier que l'on représente la même vidange, c'est-à-dire celle de la nappe « profonde » du bassin. Cette hypothèse paraît d'autant plus probable que ces coefficients sont tous observés durant les mois de septembre ou de novembre, c'est-à-dire dans le cas d'étiages tardifs. On peut supposer que seuls les étiages les plus sévères ou les plus longs permettent une vidange progressive de tous les autres compartiments pour atteindre une alimentation unique par la nappe principale, qui présente un tarissement lent.

L'hypothèse d'une vidange conjointe puis successive de différentes réserves peut également être confortée par la répartition des coefficients de tarissement au cours de l'année. En effet, l'analyse des courbes séquences a démontré que le rythme de décroissance des débits devient de plus en plus faible à mesure que l'on progresse vers l'étiage. Cet aspect se confirme ici car les coefficients de tarissement les plus faibles observés se situent en automne, mais cela a pu également être vérifié par l'analyse de la courbe de décroissance reconstituée. En effet, les coefficients issus de la courbe de

décroissance reconstituée varient, mais leurs valeurs de décroissance fléchissent à mesure que l'on progresse vers les débits les plus faibles. Les coefficients de tarissement les plus bas correspondent là encore aux débits de fin d'étiage. Il est donc probable que l'on quantifie la vidange successive de plusieurs zones d'alimentation ou d'aquifères discontinus, la vidange de la nappe « profonde » correspondant aux valeurs de tarissement les plus faibles et aux débits les plus bas.

La diversité des autres coefficients des courbes séquences, notamment les valeurs les plus fortes, trouvent une explication à l'aide de la courbe de décroissance reconstituée.

Figure 7-13 : Distribution des coefficients de tarissement des courbes séquences.



L'analyse de la courbe de décroissance reconstituée a permis de définir les coefficients représentatifs du tarissement et de séparer les valeurs de décroissance influencées par de l'écoulement superficiel. La mise en relation des coefficients de décroissance et des débits Q_0, par la réalisation d'un corrélogramme, a montré que les coefficients supérieurs à 0,03 paraissent trop élevés pour ne pas englober des processus de décrue ou de ressuyage. Les coefficients des courbes séquences supérieurs à ce seuil peuvent donc être éliminés dans le cadre d'une représentation du tarissement. La distribution statistique des coefficients des courbes séquences montre d'ailleurs une rupture entre ces coefficients assez forts et les autres valeurs (cf. figure 7-13). Ce décrochement peut être interprété comme une population statistique différente qui se justifie dans la mesure où l'on admet que ces coefficients quantifient une vidange influencée par de l'écoulement superficiel.

Les coefficients de tarissement qui n'appartiennent ni à ces valeurs élevées, ni aux coefficients les plus faibles, correspondent à des valeurs moyennes qui caractérisent les rythmes de décroissance des débits les plus fréquemment observés. La diversité de ces valeurs moyennes et leur éloignement avec les coefficients les plus faibles peut constituer une limite de la méthode au sens où l'on ne connaît pas exactement l'origine de la vidange quantifiée. On peut alors défendre les courbes séquences en insistant sur la rigueur des critères de sélection imposés. Ainsi, même si la vidange quantifiée ne correspond pas toujours à la vidange de la nappe principale, ces valeurs moyennes représentent le comportement moyen du cours d'eau durant les périodes qui respectent la condition du tarissement, c'est-à-dire l'absence de précipitations. La connaissance du comportement des cours d'eau sur ces séquences est primordiale, notamment pour réaliser des prévisions de débits à court terme. Enfin, on peut ajouter la représentativité des valeurs moyennes proposées, en particulier les coefficients de tarissement modaux dont la cohérence a pu être validée en fonction de la géologie des bassins versants.

Les courbes de décroissance reconstituée :

La courbe de décroissance reconstituée a également montré son intérêt. La mise au point de cette procédure simple d'extraction automatique des débits décroissants appuie la pertinence des courbes séquences car, en replaçant les débits de manière consécutive (courbe de décroissance reconstituée), on a pu observer des successions de périodes de décroissances exponentielles conformes à la définition du tarissement selon Maillet. En intégrant dans son analyse toutes les décroissances enregistrées depuis les débits les plus forts de l'année, il a été possible de découper la courbe en plusieurs morceaux et de les relier aux différents processus hydrologiques (décrue, ressuyage, tarissement). Les coefficients de tarissement de la courbe décroissante reconstituée sont très proches des valeurs moyennes des courbes séquences, attestant là encore de la représentativité de ces valeurs moyennes.

La mise en œuvre de ces différentes démarches montre que les résultats de l'analyse des tarissements dépendent fortement de la méthode adoptée pour sélectionner les épisodes de décroissance.

Les coefficients de tarissement sont utilisés dans la partie suivante (partie 4) pour paramétrer le débit de base sortant des modèles hydrologiques. La réflexion porte notamment sur la valeur la plus adaptée à une telle démarche. Si le coefficient de tarissement est adapté à la modélisation journalière, le pas de temps mensuel pose plus de difficultés : il est en effet nécessaire de s'interroger sur les méthodes qui permettent d'appréhender la vidange mensuelle des aquifères.

IV. Essai d'estimation du coefficient de vidange des nappes mensuel

Sous nos climats, les phases de tarissement ne sont pas suffisamment longues pour s'étendre sur plusieurs mois. Les débits moyens mensuels ne correspondent donc jamais uniquement à du débit de nappes et ils intègrent les écoulements de surface.

La finalité de la recherche d'une valeur mensuelle est liée à la volonté d'utiliser dans les modèles hydrologiques des coefficients de tarissement observés. Or, contrairement au pas de temps journalier pour lequel une analogie directe peut être établie entre le coefficient de tarissement et le paramètre de gestion du réservoir souterrain du modèle, pour le pas de temps mensuel on ne connaît pas la valeur la mieux adaptée. La détermination du coefficient de tarissement mensuel s'avère donc délicate : nous proposons de comparer trois méthodes d'estimation du coefficient de vidange des nappes mensuel.

1. Le coefficient de vidange des nappes mensuel issu du coefficient de tarissement journalier : le coefficient de tarissement mensuel

La première méthode se propose d'utiliser les coefficients de tarissement journaliers pour les convertir en coefficients de tarissement mensuels. Pour rendre ces valeurs plus facilement interprétables, nous les transformons en coefficients de vidange des nappes par le biais de l'équation 7-1. Au pas de temps journalier, le coefficient de vidange (Cv) est proche du coefficient de tarissement (α) et Cv représente la perte de débit par unité de temps (mensuel ou journalier), exprimée en pourcentage. Les coefficients sont rassemblés dans le tableau 7-3.

$$Cv\ mensuel = 1-(1-Cv\ journalier)^{30} \qquad Eq.\ (7\text{-}1)$$

Où :

$$Cv\ journalier = 1-e^{-\alpha}$$

Cette approche s'avère être la plus simple et la plus cohérente pour estimer les coefficients de vidange des nappes à l'échelle mensuelle. Pourtant, nous montrons dans la partie suivante (chapitre 9) que ces coefficients ne sont pas adaptés aux modalités de calcul d'un modèle mensuel. L'échelle de travail mensuelle est en effet difficile à appréhender du point de vue des processus car il s'agit d'un pas de temps globalisant. Les méthodes d'analyse doivent donc être différentes de celles appliquées pour le journalier. Pour cette raison, deux autres méthodes sont mises en œuvre pour estimer la vidange mensuelle des nappes.

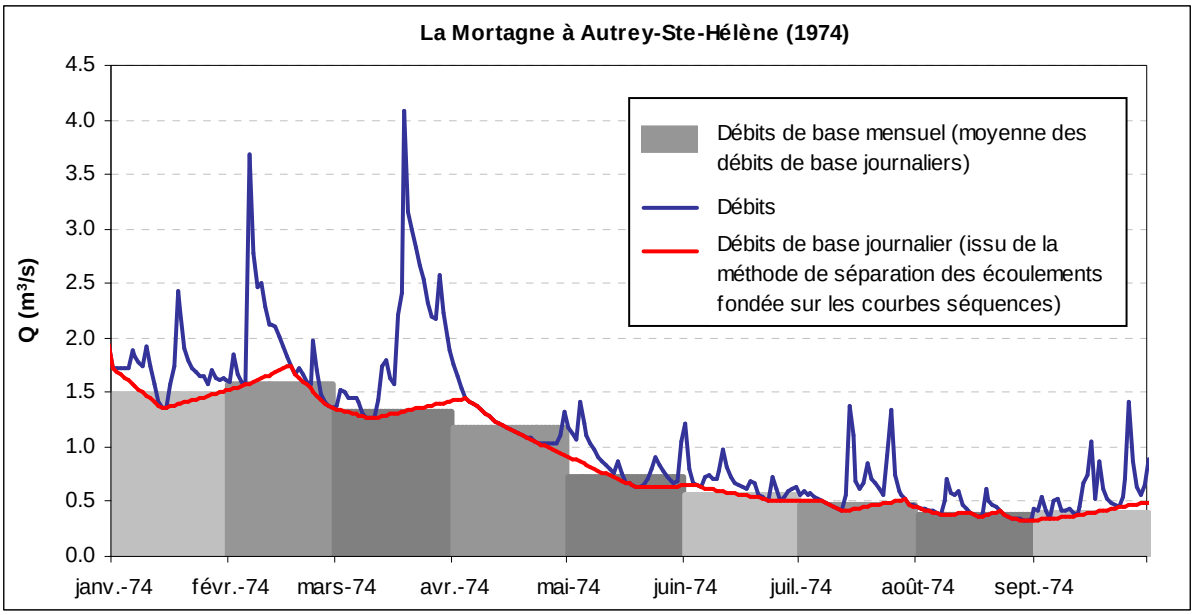
2. Le coefficient de vidange des nappes mensuel issu de la décroissance du débit de base mensuel : le coefficient du débit de base

La seconde approche consiste à calculer la vidange mensuelle des réservoirs souterrains à partir de la décroissance du débit de base moyen mensuel.

On relève dans la bibliographie des méthodes de séparation des écoulements adaptées spécifiquement au pas de temps mensuel (Fröhlich et al., 1994). Cependant, celles-ci s'appliquent le plus souvent aux climats arides ou semi-arides pour lesquels l'influence des précipitations peut être nulle durant plusieurs mois. Pour les cours d'eau soumis à ce type de climat, les données de débits mensuels peuvent correspondre exclusivement à du débit de nappe, fixant des points de départ pour le tracé du débit de base. Ces méthodes ne s'appliquant pas à nos bassins versants, nous proposons d'estimer le débit de base mensuel à partir de la méthode de séparation des écoulements présentée au chapitre 5.

Les débits de nappe mensuels sont déduits des débits de base journaliers : la moyenne des volumes de débit de base journaliers est réalisée pour chaque mois (figure 7-14). A partir de cette chronique il est aisé de déterminer le régime moyen du débit de base du bassin versant (cf. figure 7-15). Le coefficient de vidange des nappes mensuel est ensuite déterminé en calculant la pente de décroissance du débit de base mensuel. Les résultats figurent dans le tableau 7-3.

Figure 7-14 : Débit de base mensuel déduit du débit de base journalier issu de la séparation des écoulements.

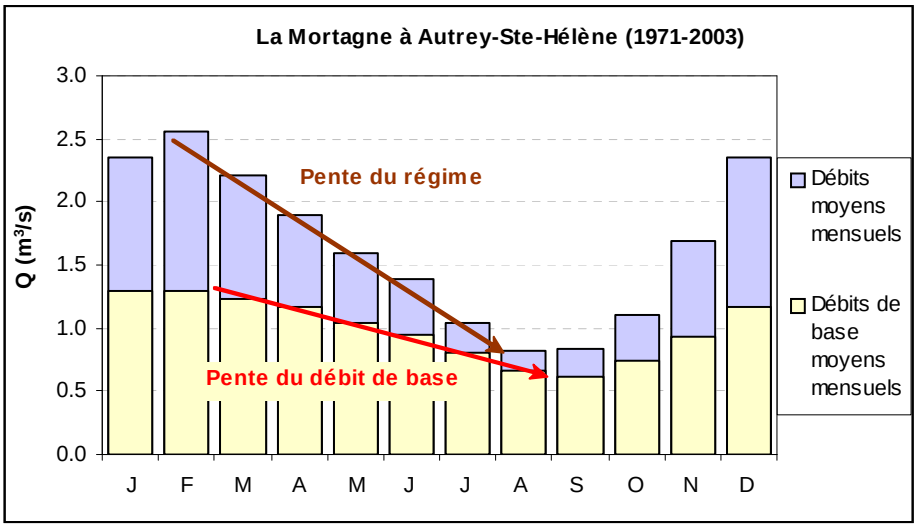


La troisième méthode présente une estimation du coefficient de vidange mensuel directement à partir des débits moyens mensuels.

3. Le coefficient de vidange des nappes mensuel à partir des débits moyens mensuels : le coefficient du régime

La dernière méthode présentée est la plus discutable dans la mesure où elle ne respecte plus notre définition du débit de base. En effet, nous proposons de quantifier la vidange mensuelle des nappes à partir du régime hydrologique des cours d'eau. Il s'agit simplement de calculer la pente représentant la décroissance des débits moyens mensuels (figure 7-15). Certains auteurs suggèrent d'ailleurs d'estimer la vidange mensuelle des nappes à partir des débits moyens mensuels (Cosandey et al., 2003). Les résultats sont rassemblés dans le tableau 7-3. Les coefficients de vidange des nappes s'échelonnent entre 10 et 50 %, ce qui est proche des valeurs proposées par Cosandey et al. : « la vidange d'un mois sur l'autre, Cv mensuel, est comprise en général entre 10 et 40 % ».

Figure 7-15 : Illustration de la méthode de calcul des coefficients du débit de base et du régime.



Cette démarche est discutable dans la mesure où les valeurs obtenues ne représentent pas uniquement la vidange des réservoirs souterrains. L'apport des précipitations et les possibles recharges des nappes sont intégrées dans le calcul, de même que les prélèvements évapotranspiratoires. Néanmoins, le principe de calcul rapproche ces valeurs des coefficients d'immodération des cours d'eau, eux-mêmes en relation avec la géologie des bassins. Pour des rivières soumises à un climat comparable, la pondération du régime s'explique en effet en partie par des capacités aquifères plus ou moins importantes. Les valeurs obtenues ne correspondent donc pas uniquement à du tarissement, mais nous montrons plus loin qu'elles s'adaptent bien à la modélisation mensuelle car il s'agit également d'une approche globale inhérente à cette échelle de travail.

4. Comparaison entre les coefficients mensuels et journaliers

Les coefficients de vidange des nappes mensuels issus de ces trois méthodes sont comparés. Les corrélations entre les coefficients du débit de base, ou du régime, avec les coefficients déduits des coefficients de tarissement journaliers montrent des relations médiocres (figure 7-16). On constate des écarts très importants car les coefficients calculés à partir du débit de base mensuel ou du régime sont nettement plus faibles que ceux issus de l'analyse des tarissements. Ces différences permettent de mettre en exergue les biais induits par les dernières méthodes de calcul : par exemple les valeurs du débit de base mensuel, calculées à partir de la moyenne des débits de base journaliers, intègrent

nécessairement les phases de recharges intervenant entre chaque épisode de tarissement. Par cette méthode nous sous-estimons donc le rythme effectif de vidange des nappes car celui-ci est modéré par les recharges. Par contre, on observe une bonne corrélation entre les coefficients du régime et ceux du débit de base. La corrélation est satisfaisante dans la mesure où les ordres de grandeur sont conservés (figure 7-17). Les bassins à vidange lente présentent une pente modérée du régime et inversement. Il faut cependant souligner que les valeurs issues du calcul à partir du régime sont en moyenne supérieures de 40 % à celles issues du débit de base. La pente du régime intègre en effet de l'écoulement rapide de crue dont la part diminue fortement vers les mois d'étiage.

Tableau 7-3 : Les coefficients de vidange des nappes mensuels.

Station	**Cours d'eau**	Coefficient du tarissement (issu de 1.)	Coefficient du débit de base (issu de 2.)	Coefficient du régime (issu de 3.)
Autrey	Brenon	87%	32%	40%
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	51%	11%	18%
Beinheim	Sauer	53%	14%	22%
Belval	Sormone	76%	8%	22%
Boncourt	Orne	91%	25%	35%
Carignan	Chiers	55%	13%	16%
Chauvency	Chiers	64%	14%	11%
Chénimenil	Vologne	75%	18%	23%
Cheveuges	Bar	65%	9%	15%
Chooz	Meuse	74%	20%	21%
Circourt-sur-M.	Mouzon	94%	42%	52%
Custines	Moselle	84%	20%	27%
Damelevières	Meurthe	71%	16%	26%
Dannemarie	Largue	87%	24%	38%
Didenheim	Ill	79%	23%	34%
Domremy la P.	Meuse	88%	28%	38%
Epinal	Moselle	83%	21%	28%
Frémonville	Vezouze	59%	12%	19%
Fresse	Moselle	85%	21%	20%
Gerbéviller	Mortagne	68%	14%	26%
Goncourt	Meuse	95%	40%	42%
Han-lès-Juvigny	Loison	79%	15%	28%
Hauconcourt	Moselle	81%	17%	27%
Holtzheim	Bruche	76%	27%	32%
Jarny	Yron	91%	9%	22%
Jezainville	Esch	70%	31%	37%
Kaysersberg	Weiss	73%	17%	19%
Keskastel	Sarre	81%	12%	25%
Lunéville	Vezouze	67%	18%	30%
Malzéville	Meurthe	72%	16%	25%
Metz	Seille	77%	12%	31%
Mirecourt	Madon	65%	18%	29%
Montcy-Notre-D.	Meuse	69%	18%	21%
Niederroedern	Seltzbach	80%	24%	31%
Nomeny	Seille	75%	22%	30%
Onville	Rupt de Mad	70%	23%	22%
Ostheim	Fecht	81%	23%	30%
Pontigny	Nied Fcse	81%	13%	23%
Pulligny	Madon	82%	19%	34%
Raon l'Etape	Meurthe	77%	14%	27%
Reiningue	Doller	92%	16%	24%
Rosselange	Orne	79%	14%	19%
Rupt-sur-Moselle	Moselle	89%	12%	27%
Russ	Bruche	73%	17%	26%
Saint Mihiel	Meuse	79%	27%	36%
Saint-Dié	Meurthe	77%	15%	25%
Saint-Nabord	Moselle	86%	22%	27%
Sarreinsming	Sarre	85%	16%	27%
Schweighouse	Moder	54%	10%	17%
Sélestat	Giessen	88%	30%	37%
Soulosse	Vair	76%	28%	35%
Staffelfelden	Thur	85%	16%	25%
Stenay	Meuse	65%	21%	29%
Tonnoy	Moselle	78%	23%	28%
Toul	Moselle	84%	25%	30%
Uckange	Moselle	79%	22%	31%
Vagney	Moselotte	90%	20%	27%
Vandières	Rau Trey	61%	21%	31%
Varize	Nied All	47%	24%	26%
Vaucouleurs	Meuse	82%	27%	38%
Verdun	Scance	46%	15%	24%
Waltenheim	Zorn	59%	11%	20%
Wintzenheim	Fecht	82%	22%	32%

Figure 7-16 : Corrélations entre les coefficients du débit de base et du régime avec les coefficients de tarissement mensuels.

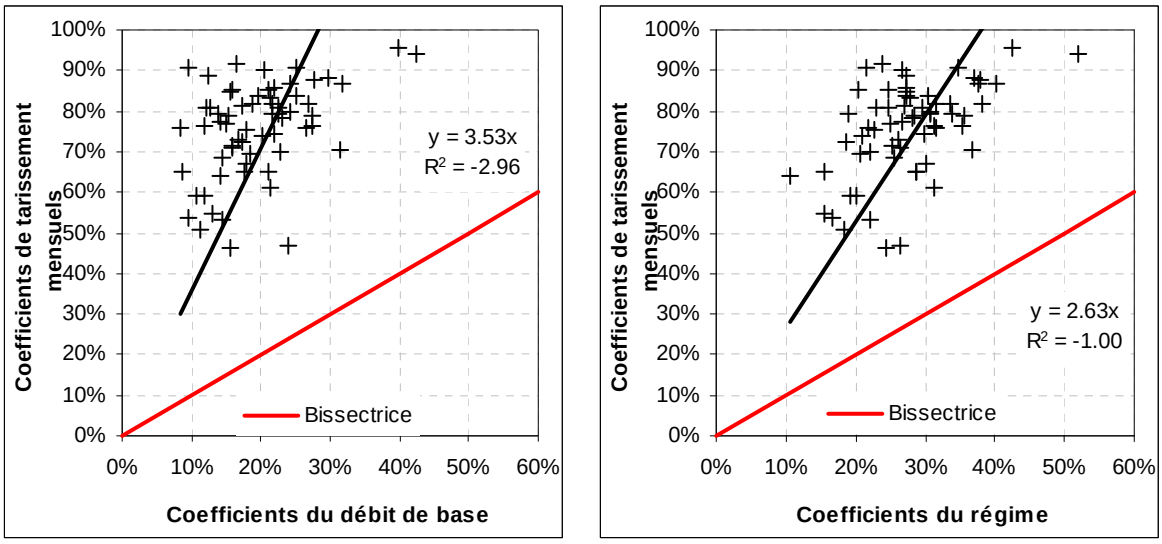
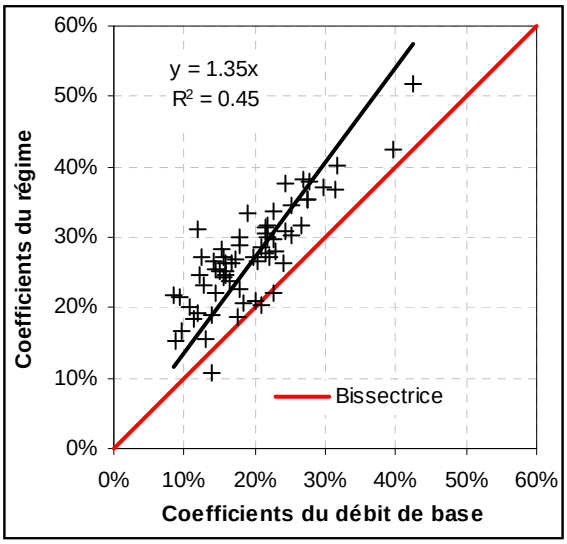


Figure 7-17 : Corrélation entre les coefficients du débit de base et les coefficients du régime.



Les cartes ci-dessous (figures 7-18 à 7-20) montrent la répartition spatiale des coefficients de vidange des nappes mensuels. Les mêmes classes de valeurs sont conservées pour les trois cartes, permettant une comparaison de ces coefficients. On constate très nettement que les coefficients de tarissement mensuels affichent des valeurs beaucoup plus fortes, s'échelonnant globalement de 50 à 90 %, alors que les coefficients du régime ou du débit de base sont assez proches, en général inférieurs à 40 %. Par contre, la logique de variabilité spatiale des coefficients est globalement respectée car on identifie les bassins versants imperméables, aux coefficients les plus forts, et inversement les bassins gréseux aux coefficients particulièrement faibles.

Les coefficients de vidange des nappes mensuels sont testés un à un pour paramétrer la vidange du réservoir d'eau gravitaire du modèle mensuel. Nous montrons dans la partie suivante que les coefficients issus des valeurs journalières ne sont pas adaptés. Par contre, les coefficients calculés à partir de données mensuelles semblent plus adéquats. En effet, ces valeurs intègrent dans leurs calculs des processus inhérents au pas de temps mensuel et globalisés de la même manière par la modélisation mensuelle. Le pas de temps journalier est plus adapté à l'analyse des processus, alors que l'échelle de travail mensuelle ne s'y prête pas.

Figure 7-18 : Variabilité spatiale des coefficients de tarissement mensuels.

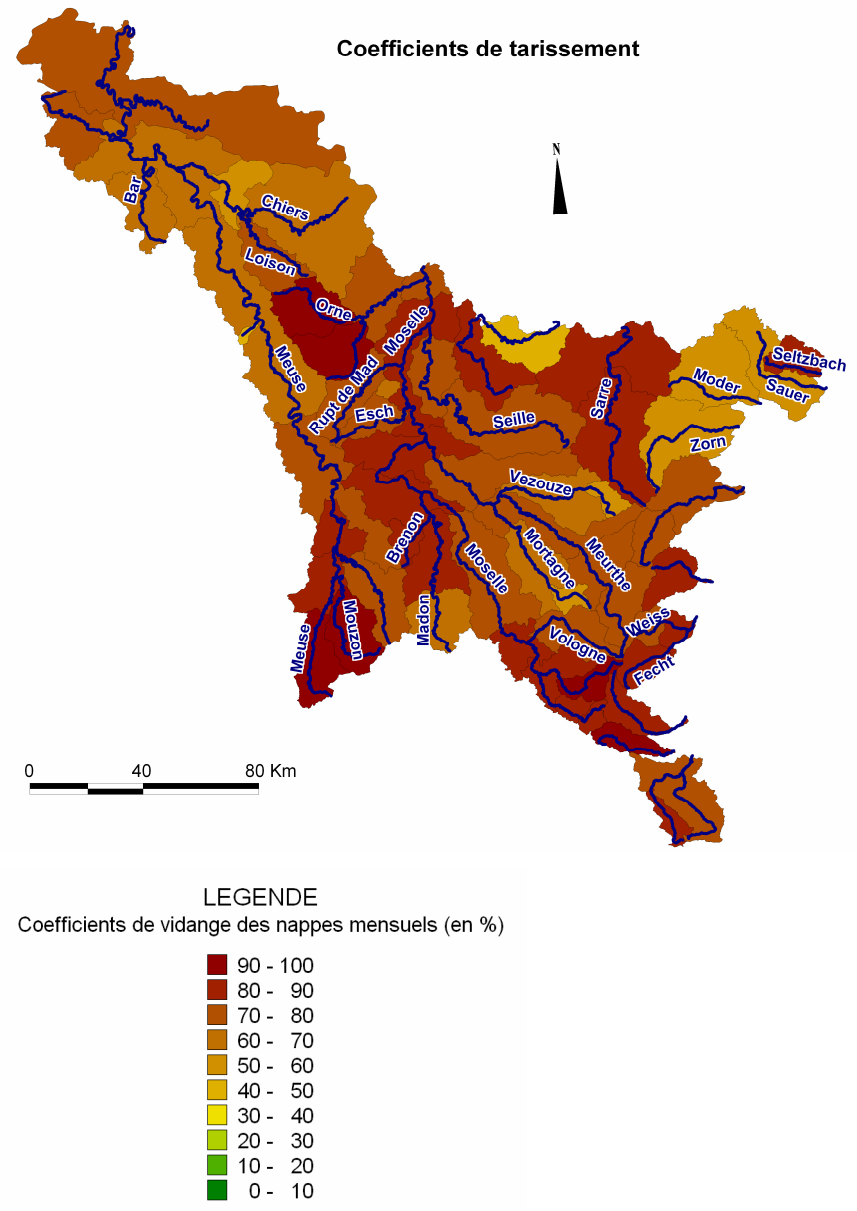


Figure 7-19 : Variabilité spatiale des coefficients du régime.

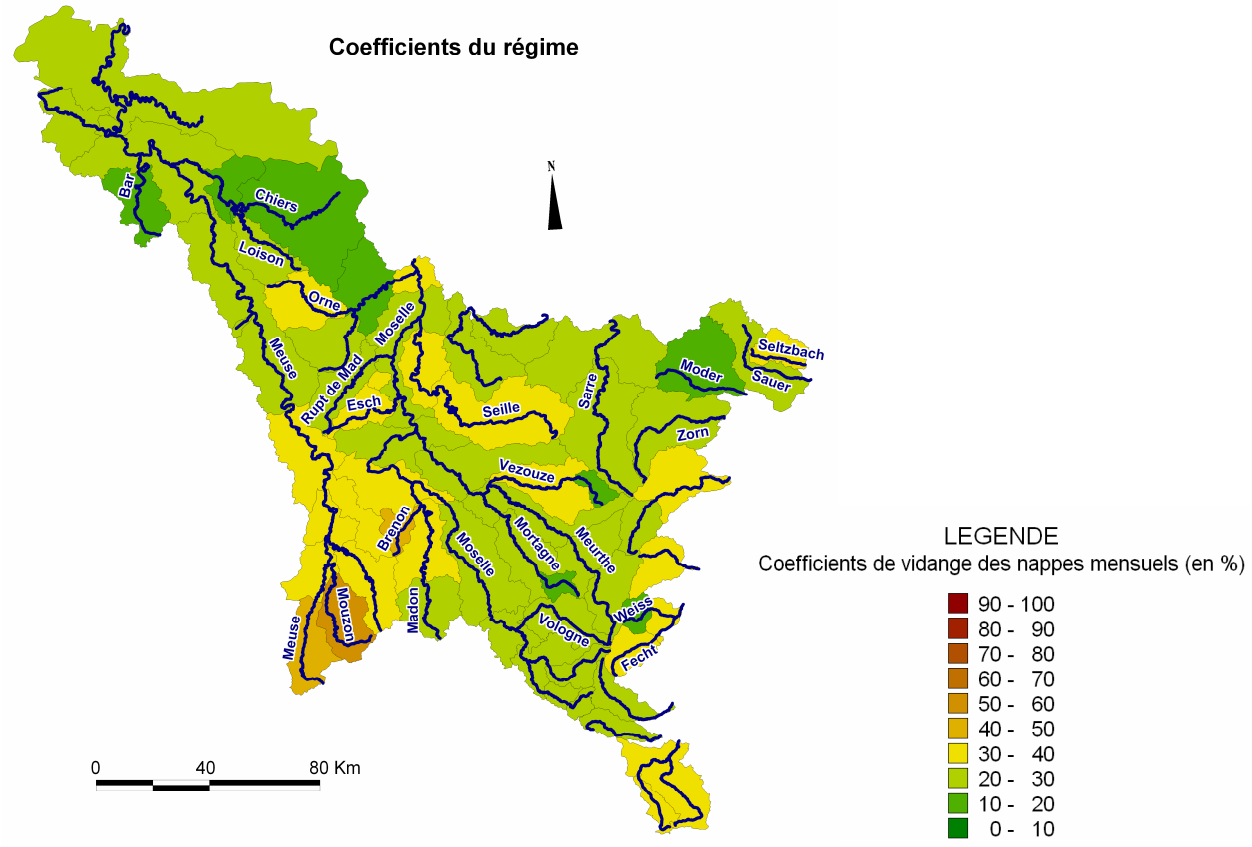
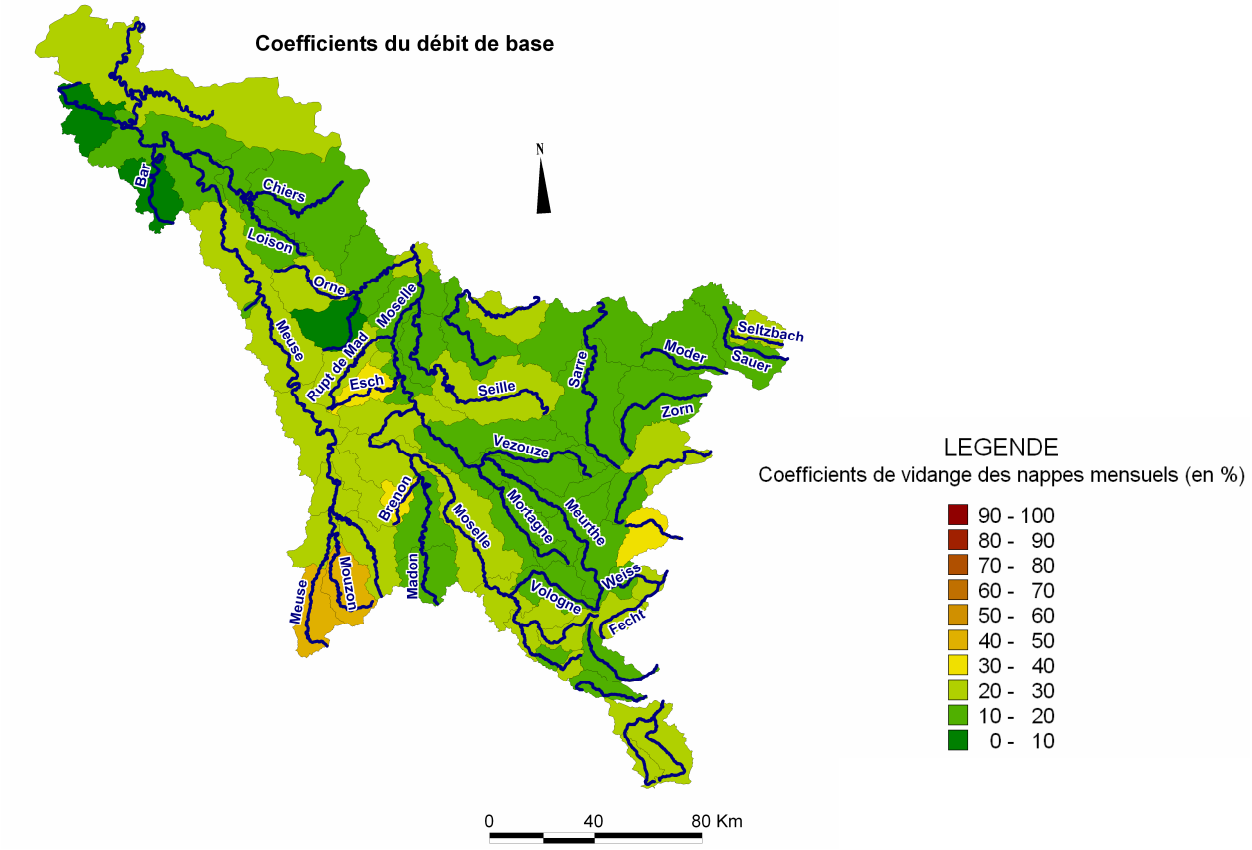


Figure 7-20 : Variabilité spatiale des coefficients du débit de base.



Conclusion du chapitre 7

La comparaison des résultats des trois méthodes d'analyse du tarissement a abouti à une classification des coefficients issus de la courbe séquence : les coefficients séquences les plus forts apparaissent probablement, d'après les interprétations de la courbe de décroissance reconstituée, influencés par de l'écoulement superficiel. Les coefficients séquences les plus faibles peuvent être rapprochés de ceux de la vidange de la nappe « profonde » du bassin, d'après les résultats de la courbe enveloppe.

Conclusion de la troisième partie

L'analyse du tarissement des cours d'eau est principalement contrariée par la fréquence des épisodes pluvieux. La sélection des débits de tarissement s'appuie sur un algorithme qui impose une série de critères dont l'objectif est de garantir l'homogénéité des débits retenus. De l'analyse de ces épisodes, appelés courbes séquences, on peut retenir les éléments suivants :

Les coefficients de tarissement calculés par la loi de Maillet présentent, pour un même bassin, des valeurs très dispersées ; les décroissances quantifiées pourraient donc avoir des origines différentes que l'on ne peut appréhender par une unique analyse d'hydrologie de surface.

Malgré leur variabilité temporelle, ces coefficients sont représentatifs de la décroissance des débits des cours d'eau en période de tarissement. Il est important, notamment si l'on souhaite réaliser des prévisions de débit fondées sur le coefficient de tarissement, d'avoir connaissance de cette variabilité.

Pour pallier cette variabilité, deux traitements différents sont opérés : la construction d'une courbe maîtresse de tarissement et l'analyse statistique. L'analyse statistique aboutit à des résultats plus intéressants, notamment car elle permet de tenir compte de la variabilité du coefficient de tarissement ; le coefficient modal, ou coefficient le plus fréquent, est retenu pour caractériser les rythmes de tarissement moyens des cours d'eau.

La variabilité spatiale des coefficients de tarissement modaux a pu être expliquée et a, en outre, permis de rapprocher ces coefficients des rythmes de vidange des principales entités hydrogéologiques du domaine d'étude.

Pour finir, nous utilisons ces coefficients de tarissement dans la modélisation pluie-débit, aux pas de temps mensuel et journalier.

PARTIE IV

MODELISATION DES ECOULEMENTS EN ETIAGE ET APPLICATIONS

Introduction de la quatrième partie

La modélisation hydrologique constitue l'aboutissement de cette recherche. Les modèles hydrologiques sont nombreux et ont des finalités différentes. Parmi les principales, on retiendra la simulation et la prévision des débits d'une part, la compréhension du cycle hydrologique et notamment les réponses des cours d'eau aux impulsions météorologiques d'autre part. Les objectifs des modélisations proposées ici s'inscrivent dans cette seconde perspective, car nous souhaitons proposer une démarche conceptuelle reposant sur les résultats des analyses précédentes et rendant les résultats du modèle interprétables. Pour ce faire, nous proposons de fonder leur paramétrage sur des valeurs calculées préalablement plutôt que sur un calage itératif, ce que nous appelons « l'optimisation assistée ».

La modélisation est réalisée pour les pas de temps mensuel et journalier avec un souci premier : l'utilisation d'outils simples à mettre en œuvre. Au pas de temps mensuel, le modèle ORCHY (Gille et Lang, 2003), élaboré au CEGUM, nous permet d'envisager une modélisation entièrement fondée sur des paramètres calculés. Pour l'échelle journalière, nous nous appuyons sur le modèle GR3j (Edijatno, 1991) dont l'algorithme est modifié pour pouvoir lui imposer nos coefficients de tarissement.

Les paramètres à introduire dans les modèles sont, d'une part les coefficients de tarissement que nous avons calculés, pour paramétrer la gestion du réservoir d'eau gravitaire, et les coefficients d'écoulement de crue mensuels moyens, pour la séparation des écoulements.

Chapitre 8
La modélisation hydrologique

Sommaire

I. La modélisation hydrologique
- **1. Typologie des modèles**
  - **1.1. Les modèles linéaires (ou modèles statistiques)**
  - **1.2. Les modèles stochastiques (ou modèles probabilistes)**
  - **1.3. Les modèles physiques (ou modèles mécanistes)**
  - **1.4. Les modèles empiriques**
  - **1.5. Les modèles conceptuels**
- **2. Les modèles conceptuels pluie-débit**

II. Mise en œuvre d'un modèle conceptuel
- **1. Les données d'entrée**
- **2. Calage et validation du modèle**
  - **2.1. Initialisation du modèle**
  - **2.2. Calage du modèle**
  - **2.3. Validation du modèle**

III. Les exigences de la modélisation conceptuelle
- **1. Lien entre le paramètre du modèle et le processus physique : le paramètre de calage devient paramètre calculé**
- **2. Application de la démarche d' « optimisation assistée » aux échelles de travail des modèles**

Les modèles conceptuels sont nombreux et leur utilisation suit un protocole assez rigoureux qu'il convient de respecter. L'objet de ce chapitre est de présenter la mise en œuvre d'un modèle, et d'apporter une réflexion sur les apports mais aussi les limites de la modélisation.

I. La modélisation hydrologique

Le terme « modèle hydrologique » voit s'attribuer de nombreuses définitions. Nous avons retenu la définition proposée par le Trésor de la Langue Française (dans "Dictionnaire français d'hydrologie") : « système physique, mathématique ou logique représentant les structures essentielles d'une réalité et capable à son niveau d'en expliquer ou d'en reproduire dynamiquement le fonctionnement » (Birou, 1966). A travers cette définition on peut retrouver les deux principales

fonctions d'un modèle qui sont d'expliquer et (ou) de reproduire le fonctionnement d'un système. Les modèles hydrologiques sont nombreux et comme le souligne Ambroise (1998), « il y a presque autant de modèles que d'hydrologues ». Ils peuvent être regroupés en différents types.

1. Typologie des modèles

Plusieurs auteurs ont proposé des classifications des modèles (Ambroise, 1998 ; Makhlouf, 1994 ; Cosandey et Robinson, 2000, etc.). En nous appuyant sur ces typologies existantes, on peut citer les modèles suivants :

1.1. Les modèles linéaires (ou modèles statistiques)

Un modèle est dit linéaire si une variable *y* est liée à une variable *x* par une équation du type $y = ax + b$. Cette approche statistique peut être utilisée pour déterminer des débits (variable *y*), en fonction des pluies (variable *x*), à partir de régressions multiples. Il s'agit, en outre, de corréler le débit du mois (à l'échelle mensuelle) avec la pluie du mois en question, puis avec la pluie du mois précédent, etc., en diminuant au maximum la variance résiduelle. Ce type d'approche permet d'appréhender le rôle des précipitations des mois antérieurs dans la production du débit. Ces modèles peuvent également être développés en ajoutant d'autres variables telles que l'évapotranspiration.

La modélisation linéaire a été appliquée au bassin versant de la Moselle pour réaliser des prévisions de débits mensuels des mois d'étiage de la Moselle à Epinal (Bulletin du BRGM, 1975). Cette étude constitue, à notre connaissance, une des seules expériences de prévisions des débits d'étiage réalisées dans le bassin Rhin-Meuse avant l'étude PRESAGES (CEGUM et AERM, 2006).

1.2. Les modèles stochastiques (ou modèles probabilistes)

Pour les modèles stochastiques, certaines grandeurs (variables d'entrée et paramètres du système) sont des fonctions aléatoires décrites de façon probabiliste ; il en résulte donc une fonction de distribution des probabilités. A titre d'exemple, EDF utilise ce type de modèle pour proposer des probabilités de débits en situation de basses eaux (Garçon al., 1999). Le CEMAGREF d'Aix-en-Provence a également développé un modèle stochastique de génération de hyétogrammes horaires.

1.3. Les modèles physiques (ou modèles mécanistes)

Les modèles physiques se proposent de décrire les mécanismes internes d'un système (modèle boîte blanche) à partir de lois physiques. Les phases du cycle de l'eau sont donc exprimées selon ces lois. Ce type de modèle s'affranchit de l'étape d'optimisation des paramètres car ils peuvent normalement tous être mesurés. Néanmoins, devant la complexité des relations pluie-débit, beaucoup d'hydrologues émettent des réserves quant à ce type de modèle, car ils considèrent qu'il est utopique de modéliser physiquement l'intégralité du cycle de l'eau.

1.4. Les modèles empiriques

A l'inverse des modèles physiques, les modèles empiriques ne se réfèrent pas aux processus internes du système (modèle boîte noire). Ils se contentent d'établir des relations entre les variables d'entrée et les variables de sortie. Les modèles empiriques ne sont donc pas adaptés à une analyse des processus.

1.5. Les modèles conceptuels

Les modèles conceptuels sont une « simplification » des modèles physiques au sens où l'on décrit le concept physique du système. Parfois qualifiés de « modèles réservoirs » dans la littérature, ils sont fondés sur une représentation conceptuelle du cycle de l'eau à partir de réservoirs alimentés par la pluie, et qui génèrent évaporation et écoulement selon des lois de vidange. « Les modèles conceptuels sont utilisés pour simuler le comportement d'un bassin » (Glossaire international d'hydrologie, 1992).

Pour ce travail, nous nous intéressons davantage à la représentation et à la compréhension du cycle hydrologique qu'à la simulation de débits. L'approche conceptuelle, mieux adaptée à une analyse des processus, est donc préférée. La bibliographie sur les modèles pluie-débit conceptuels est assez riche et offre une vaste gamme de méthodes.

2. Les modèles conceptuels pluie-débit

La modélisation hydrologique a été favorisée par les progrès informatiques. Thornthwaite et Mather (1955, cités par Alley, 1985) sont des précurseurs en matière de modélisation hydrologique conceptuelle. Ils développent un système simple, à deux paramètres, avec un «réservoir sol» et un paramètre de gestion du surplus. Ce modèle, fondé sur le bilan hydrique proposé par Thornthwaite, sert encore aujourd'hui de fondement à certains modèles. Puis, en 1965 Palmer propose de subdiviser le sol en deux composantes, avec un « réservoir sol » et un « réservoir d'eau gravitaire ». Mais ce sont surtout les trente dernières années qui ont été les plus fécondes. En 1985, Thomas propose un modèle particulièrement performant à deux réservoirs et quatre paramètres, le modèle ABCD (Alley, 1985). En 1985 également, Alley développe le modèle T-alpha, largement issu des travaux de Thornthwaite et Mather. Il s'agit d'un modèle à deux réservoirs et trois paramètres. Puis, vers la fin des années 80 et au début des années 90, de nombreux modèles sont élaborés pour caractériser l'impact des changements climatiques (Guo et al., 2002). Ces années voient également l'essor de modèles conceptuels aux finalités plus opérationnelles de gestion et de prévision. On peut par exemple citer le modèle MORDOR développé par EDF pour la prévision des débits d'étiage (Garçon et al., 1999).

Depuis le milieu des années 90, des préoccupations liées aux structures mêmes des modèles apparaissent. On s'interroge tout particulièrement sur l'apport d'un nombre élevé de paramètres de calage dans la précision des résultats. En effet, la large gamme de modèles disponibles propose des systèmes allant du très simple (Modèle à 1 paramètre, Michel, 1983) au très complexe (Modèles CATPRO à 12 paramètres ou CEQUEAU, 11 paramètres, présentés par Perrin, 2000). Ces analyses aboutissent généralement à la conclusion convergente que des modèles simples, avec peu de paramètres, fournissent des résultats aussi satisfaisants que des modèles complexes (Makhlouf, 1994 ; Perrin et al., 2001). Aussi, depuis le milieu des années 90, le développement de modèles complexes a tendance à péricliter au profit de modèles plus simples : Ponce et Shetty (1995) développent un modèle fondé sur des équations très simples et applicables à un large domaine climatique ; Guo et al. (2002) propose un modèle à un réservoir et deux paramètres, etc. La parcimonie a constitué l'un des critères pris en considération lors du choix des modèles.

II. Mise en œuvre d'un modèle conceptuel

Le modèle hydrologique peut être un modèle « global », c'est-à-dire que les relations pluie-débit sont établies à l'échelle du bassin versant, ou « maillé », auquel cas le bassin versant est subdivisé en parcelles de taille homogène, et les relations pluie-débit sont établies pour chaque parcelle. On rencontre également des modèles « semi-distribués » où le bassin versant peut être subdivisé en sous-bassins. Dans ce travail nous entreprenons une modélisation conceptuelle globale.

Les modèles peuvent par ailleurs fonctionner pour différents pas de temps. Au pas de temps mensuel le modèle peut travailler en régime transitoire, c'est-à-dire en mois particuliers, ou en permanent, pour reproduire le régime d'un cours d'eau. Les modèles sont également très utilisés pour le pas de temps journalier, voire horaire, en particulier pour l'analyse des crues. Pour ce travail, nous proposons une modélisation en mode transitoire au pas de temps mensuel et journalier. Le passage à des pas de temps différents est intéressant car il permet de montrer dans quelle mesure les processus appréhendés varient en fonction de l'échelle de travail. Le passage d'un modèle mensuel à un modèle journalier pose certaines difficultés car l'échelle des processus est trop fondamentalement différente. Par contre, quel que soit le pas de temps, mensuel ou journalier, les étapes de mise en œuvre du modèle sont identiques.

1. Les données d'entrée

Les données d'entrée introduites dans les modèles conceptuels globaux utilisés ici se résument aux précipitations (P) et à l'évapotranspiration potentielle (ETP). Les débits sont introduits pour caler et valider le modèle. Il est important d'apporter un soin particulier à la préparation et au calcul des entrées du modèle afin de minimiser les erreurs.

Les précipitations ont ainsi fait l'objet d'une spatialisation à la fois au pas de temps mensuel et journalier. Par contre, les données d'évapotranspiration potentielle n'ont pas pu faire l'objet d'une spatialisation en raison de la faible disponibilité des données (6 postes ; absence de stations en altitude, etc.) et de la difficulté à spatialiser ce type d'information. Dans les modèles on peut affecter le cas échéant un coefficient correcteur. Malgré cette correction, ces valeurs sont inévitablement entachées d'erreurs liées à la difficulté à justifier la correction introduite et au caractère local de cette donnée. Cette imprécision a moins d'influence que pour les précipitations car on s'aperçoit, à l'usage, que les modèles sont bien moins sensibles aux données d'évapotranspiration potentielle qu'aux données de précipitations. Pour ces raisons, les valeurs d'ETP introduites dans les modèles sont parfois même des valeurs moyennes interannuelles décadaires (Gille, 1985 ; Makhlouf, 1994).

Pour les débits, si les erreurs les plus aberrantes ont pu être corrigées, aucune critique systématique des débits n'a pu être entreprise, en particulier pour les débits journaliers. Lorsque ces erreurs sont isolées, des écarts importants avec le modèle peuvent remettre en cause la validité de la mesure. Par contre, lorsqu'il s'agit de stations hydrométriques pour lesquelles les erreurs sont récurrentes, ou alors dans le cas de stations fortement influencées par des activités anthropiques, la modélisation pose plus de difficultés. En effet, le modèle étant calé pour représenter les débits mesurés, dans la mesure où ces débits ne sont pas naturels, les résultats du modèle risquent d'être éloignés du fonctionnement réel du bassin versant. Dans ce cas, les interprétations des résultats du modèle sont limitées et d'une manière générale, elles doivent être réalisées avec prudence.

2. Calage et validation du modèle

Le calage du modèle (ou « paramétrage ») doit être réalisé sur une période différente de celle utilisée pour la validation afin de vérifier la robustesse du modèle.

2.1. Initialisation du modèle

L'initialisation du modèle nécessite des choix arbitraires concernant l'état du système (niveaux de remplissage des différents réservoirs). Il est donc préférable de laisser tourner le modèle durant plusieurs cycles hydrologiques, ou effectuer un premier calage en régime permanent (pour le mensuel) avant d'analyser les résultats du modèle qui sont souvent médiocres durant cette phase d'initialisation.

2.2. Calage du modèle

La phase de calage du modèle consiste à déterminer des jeux de paramètres afin de minimiser au maximum les écarts entre débits simulés et débits observés. Cette étape peut s'avérer délicate car des jeux de paramètres différents peuvent donner des critères d'évaluation du modèle identiques : on parle de problème d'« équifinalité ». L'optimisation est d'autant plus difficile que le nombre de

paramètres du modèle est important, ce qui tend à confirmer l'avantage d'un modèle parcimonieux. Le calage peut être réalisé à partir d'une valeur que l'on cherche à optimiser ou par appréciation graphique, l'objectif étant de réduire les écarts entre débits simulés et débits observés.

2.3. Validation du modèle

La bibliographie expose un nombre important de critères d'évaluation de la performance d'un modèle (Houghton - Carr, 1999). Parmi les plus courants, on distingue les critères dits quantitatifs des critères qualitatifs fondés sur l'appréciation de l'opérateur.

Critères qualitatifs

Les critères qualitatifs consistent à reporter sur le même graphique les débits calculés par le modèle et les débits mesurés de façon à juger de manière visuelle de la proximité des deux séries. Cette approche est performante mais elle ne fournit pas d'évaluation globale de l'efficacité du modèle, rendant difficile une comparaison des modèles entre eux.

Critères quantitatifs

Les critères quantitatifs sont nombreux mais parmi les méthodes les plus utilisées le critère de Nash-Sutcliffe est le plus communément admis (1970). Sa formulation est dérivée de la méthode des moindres carrés (équation 8-1). Plus *N* est proche de 100, plus le modèle est jugé performant, en dessous de 60 il n'est pas validé. Ce critère permet, en outre, de comparer les performances des modèles entre eux mais aussi les résultats pour différents bassins versants.

$$N = 100\left[1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^{n}(Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs,i}})^2}\right] \qquad \textit{Eq. 8-1}$$

$Q_{obs,i}$ et $Q_{cal,i}$ sont les débits observés et calculés au pas de temps i

$\overline{Q_{obs,i}}$ *est la moyenne des débits observés sur la période*

L'erreur sur la lame d'eau annuelle ou encore sur le déficit d'écoulement doit être, dans le cadre d'une modélisation hydrologique, impérativement contrôlée.

Ces critères sont particulièrement pratiques pour le calage et la validation globale du modèle. Cependant, il s'agit de critères globaux qui mesurent les erreurs du modèle à partir d'une valeur moyenne. L'expérience montre qu'ils peuvent masquer des résultats médiocres et qu'ils ne permettent pas d'évaluer la performance du modèle pour une phase d'écoulement en particulier (ici la période d'étiage). L'utilisation d'autres critères est donc à préconiser. Pour ces raisons, nous proposons de recourir à d'autres critères plus adaptés à l'évaluation des débits d'étiage.

Critères retenus pour l'évaluation de la modélisation des écoulements en étiage

Il n'existe que peu de critères spécifiques à l'évaluation des simulations des débits d'étiage (Perrin, 2000). Le critère de Nash, qui accorde beaucoup d'importance aux débits élevés, peut être adapté à l'évaluation des débits d'étiage.

- Critère de Nash calculé sur le logarithme des valeurs (pour l'échelle mensuelle et journalière)
Perrin (2000) préconise ainsi l'utilisation du critère de Nash calculé sur le logarithme des valeurs pour l'analyse des débits d'étiage. Cette modification est en effet plus exigeante pour les valeurs de débits les plus faibles. Malgré cette transformation il est nécessaire de compléter ce critère par d'autres valeurs pour évaluer correctement les résultats du modèle pour les bas débits.
- Régression linéaire entre débits observés et débits simulés (pour l'échelle mensuelle et journalière)
Les graphiques qui mettent en relation les débits calculés par le modèle et les débits simulés permettent d'observer si aucun biais n'est introduit par le modèle. Par ailleurs, ces graphiques permettent d'observer la qualité des simulations pour les débits les plus bas : une présentation du graphique en échelle logarithmique permet de cibler particulièrement bien les performances pour les bas débits. Ces régressions linéaires peuvent également porter exclusivement sur les débits d'étiage. Pour le pas de temps mensuel la comparaison est opérée à partir des QMNA. Pour la modélisation journalière, le critère choisi est le VCN_{10}.

III. Les exigences de la modélisation conceptuelle

La principale difficulté posée par la démarche modélisatrice repose sur la définition de l'efficacité d'un modèle. Il est souvent admis par les opérateurs que la performance d'un modèle résulte uniquement de sa capacité à produire des débits simulés proches des débits mesurés. Une telle approche se défend d'un point de vue opérationnel, beaucoup moins d'un point de vue scientifique du fait de l'existence d'équifinalités. En effet, la phase d'optimisation des modèles a prouvé en de maintes occasions que plusieurs combinaisons de valeurs des paramètres peuvent donner des résultats satisfaisants, tout en suggérant des représentations du fonctionnement hydrologique contradictoires. L'assignation de valeurs parfois physiquement incorrectes aux paramètres n'autorise aucune interprétation du fonctionnement de l'hydrosystème et limite notablement l'intérêt de ces modèles en terme de représentation des flux et des phénomènes du cycle de l'eau.

1. Lien entre le paramètre du modèle et le processus physique : le paramètre de calage devient paramètre calculé

La phase d'optimisation des paramètres supprimant toute réalité physique aux valeurs de calage, nous proposons d'utiliser dans le modèle des valeurs directement issues de l'analyse hydrologique. La détermination préalable des paramètres qui se prêtent à cette approche a pour but de préserver une certaine représentativité des résultats de la modélisation en s'affranchissant, dans la mesure du possible, des procédés itératifs auxquels les opérateurs ont souvent recours (Porte, 2002).

La principale difficulté est de relier le processus physique au paramètre du modèle : pour appliquer cette démarche il faut nécessairement que le paramètre du modèle quantifie un processus ayant une réalité physique pouvant être observée préalablement par une analyse hydrologique. Dans la mesure où ces valeurs observées sont jugées représentatives, aucun calage postérieur du paramètre n'est envisagé. Par cette procédure on supprime donc au modèle un paramètre de calage qui devient un « paramètre calculé ». Comme toute démarche d'optimisation n'est pas écartée pour les paramètres restants, nous proposons d'employer, pour cette approche, le terme « d'optimisation assistée ».

2. Application de la démarche d' « optimisation assistée » aux échelles de travail des modèles

Comme durant les périodes de basses eaux le débit de base représente la composante principale de l'écoulement, nous appliquons essentiellement cette procédure aux coefficients de tarissement.

L'objectif est d'utiliser les coefficients issus de l'analyse du tarissement (cf. partie 3) pour paramétrer la vidange du réservoir d'eau gravitaire des modèles mensuel et journalier. Les coefficients de tarissement constituent donc des valeurs imposées. Bien que le coefficient de tarissement constitue le paramètre déterminant pour gérer les écoulements en étiage, en fonction du pas de temps utilisé d'autres paramètres peuvent également se prêter à cette approche.

Si pour le pas de temps journalier l'utilisation du coefficient de tarissement paraît adaptée, cette valeur ne convient pas au pas de temps mensuel. Ce paramètre ne peut pas être calculé de la même façon pour un modèle mensuel et pour un modèle journalier en raison de la gestion différente des flux et des réservoirs. Par ailleurs, pour la modélisation mensuelle, tous les paramètres du modèle ont pu être estimés, éliminant toute procédure d'optimisation. Par contre, dans le cadre de la modélisation journalière cette démarche n'a pu être appliquée qu'au coefficient de tarissement et non à l'ensemble des paramètres.

La modélisation mensuelle : aucune procédure d'optimisation

Le premier paramètre prédéterminé est le coefficient de tarissement. Nous avons évoqué au chapitre 7 toute la difficulté à estimer le coefficient de vidange des nappes à l'échelle mensuelle. Plusieurs méthodes ont été mises en œuvre pour aboutir au calcul de coefficients de tarissement mensuels différents. Ces valeurs doivent être validées par la modélisation afin de déterminer le coefficient le plus adapté. Cette démarche a également pu être appliquée à un autre paramètre du modèle, le coefficient d'écoulement de crue. Le modèle mensuel comportant peu de paramètres de calage, toutes les valeurs ont pu être estimées préalablement. L'objectif est donc d'observer les résultats de la modélisation utilisant des valeurs directement issues de l'analyse hydrologique, en l'absence de tout calage.

La modélisation journalière : une « optimisation assistée »

Au pas de temps journalier, l'échelle de travail et la méthode d'estimation du coefficient de tarissement sont en adéquation complète avec le paramètre de vidange du réservoir d'eau gravitaire du modèle. L'optimisation assistée se limite cependant à l'introduction d'une seule valeur imposée, le coefficient de tarissement, en raison du nombre important de paramètres et de la complexité des processus représentés à l'échelle journalière. L'optimisation des paramètres restants s'en trouve néanmoins facilitée.

Conclusion du chapitre 8

La modélisation hydrologique est donc réalisée à partir de modèles conceptuels. Pour rendre les résultats de cette modélisation interprétables, nous proposons d'affecter, dans la mesure du possible, aux paramètres du modèle des valeurs calculées par l'analyse hydrologique. Cet encadrement du paramétrage doit permettre de rendre les résultats de la modélisation interprétables.

Chapitre 9
La modélisation mensuelle

Sommaire

I. Les objectifs de la modélisation mensuelle

II. Le modèle : ORCHY

- **1. Algorithme du modèle**
- **2. Les données d'entrée du modèle**
- **3. Les paramètres du modèle**

III. Suppression de l'étape de calage du modèle : les paramètres calés deviennent des paramètres calculés

- **1. Les coefficients d'écoulement de crue**
- **2. Le coefficient de vidange des nappes**
- **3. La taille de la réserve utile**

IV. Quel coefficient de vidange des nappes pour la modélisation mensuelle ?

- **1. Résultats de la modélisation selon le type du coefficient de vidange des nappes**
  - **1.1. Evaluation par le critère de Nash**
  - **1.2. Comparaison des débits simulés et des débits observés**
  - **1.3. Les performances du modèle pour les débits d'étiage**
- **2. Optimisation du coefficient de vidange des nappes : le coefficient de vidange des nappes du régime, valeur désignée pour la modélisation mensuelle**

V. Résultats de la modélisation mensuelle en l'absence de tout calage

- **1. Le critère de Nash**
- **2. Les lames d'eau et les déficits d'écoulement**

VI. Réflexion sur la modélisation mensuelle

L'échelle mensuelle ne constitue pas l'échelle d'analyse des processus. Elle a plutôt pour objet la réalisation de bilans hydrologiques équilibrant des entrées et des sorties. Pour cette raison, les algorithmes des modèles mensuels sont généralement moins complexes que ceux des modèles journaliers et d'importantes simplifications du fonctionnement du système sont permises.

I. Les objectifs de la modélisation mensuelle

Sept modèles mensuels ont été testés (Lang, 2004). L'objectif est d'obtenir une référence en terme de performances de ces modèles en simulation. Les modèles qui ont été testés sont :

- GR2M (Makhlouf, 1994)
- Modèle de Kabouya (1990, cité par Mouelhi, 2003)
- ABCD (Thomas, 1985, cité par Alley,1985)
- ORCHY1 (Gille et Lang, 2003 ; T-alpha, Alley, 1985)
- ORCHY2 (CEGUM-AERM, 2006)
- Modèle de Vandewiele et al. (1992)
- Modèle de Gardner (Bhaskar, 1999, Mouelhi, 2003)
- Modèle de Guo (Xiong et Guo, 1998)

Le modèle ABCD (Thomas, 1985, cité par Alley, 1985) est apparu comme le plus performant des modèles testés et constitue notre référence pour ses performances. La modélisation conceptuelle a été complétée par le modèle ORCHY2 (CEGUM-AERM, 2006) qui présente, au final, des performances très proches du modèle ABCD. Les résultats des simulations sont rassemblés en annexe 9-1.

Pour cette recherche, notre préoccupation n'est pas seulement d'aboutir aux meilleures simulations possibles. L'objectif est en effet de proposer une modélisation mensuelle fondée uniquement sur des paramètres ayant fait l'objet d'une analyse hydrologique préalable. Le modèle retenu doit donc être conceptuel, simple, aux paramètres peu nombreux mais associables à une réalité physique mesurable. Les modèles exposés ci-dessus ne s'y prêtent pas, à l'exception du modèle ORCHY1.

II. Le modèle : ORCHY

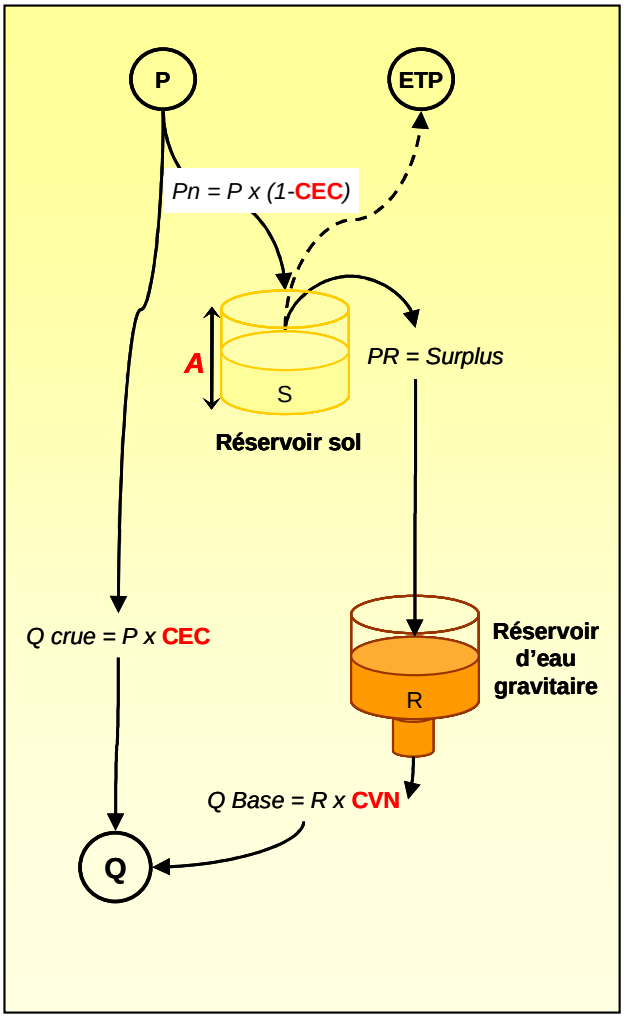
Le modèle ORCHY, dans sa version simple ORCHY1 (Gille et Lang, 2003), répond à ces critères dans la mesure où il a été spécifiquement conçu, comme son nom l'indique (**O**util de **R**eprésentation du **C**ycle **HY**drologique), pour représenter le cycle hydrologique. Au-delà de sa fonction de simulation de débits il permet donc une analyse des écoulements au sein du bassin versant. Chaque étape de l'algorithme donne en effet lieu au calcul de termes pouvant être rapprochés de réalités du bassin versant. De plus, deux paramètres du modèle peuvent être reliés à des processus hydrologiques. Nous proposons donc de caler le modèle, non par une procédure d'optimisation classique qui consiste à rechercher les valeurs permettant de respecter au mieux les débits observés, mais en utilisant directement les paramètres calculés par l'analyse hydrologique. En l'absence de toute optimisation et en s'appuyant sur des valeurs observées, les résultats du modèle peuvent être interprétés. Nous montrons que la principale difficulté est liée à l'estimation du coefficient de vidange des nappes mensuel.

1. Algorithme du modèle

Le modèle ORCHY1 est un modèle conceptuel simple, à deux réservoirs et trois paramètres. L'algorithme (cf. figure 9-1) du modèle organise l'écoulement direct, la gestion d'un premier réservoir (« réservoir sol »), repris des travaux de Thornthwaite et Mather (1955, cités par Alley, 1985), et le routage du surplus défini par le bilan hydrique de Thornthwaite vers le second réservoir.

Figure 9-1 : Algorithme du modèle ORCHY1.

Les précipitations se subdivisent directement entre l'écoulement rapide de crue et l'eau qui entre dans un premier réservoir (le « réservoir sol »). Le partage est réalisé par l'intermédiaire du paramètre *CEC* qui correspond au Coefficient d'écoulement rapide de crue direct :



Pluie qui participe directement à l'écoulement direct Q_{crue} : P x Cec

Pluie qui participe à l'alimentation du réservoir sol (S) : Pn = P x (1-Cec)

La taille du réservoir S est déterminée par le paramètre de calage A. La gestion de ce premier réservoir est fonction de la relation entre *Pn* et *ETP* (évapotranspiration potentielle). Selon que *Pn* est > ou < à *ETP*, la différence entre ces deux valeurs est ajoutée ou soustraite au réservoir.

Ainsi :

Si $P_n \geq ETP$:

- de l'eau (PS) est ajoutée au réservoir : $PS = PN - E$
- $S_i = Min\ [PS + S_{i-1}\ ,\ A\ ]$
- Si $Pn > ETP$, et que l'humidité du sol atteint sa capacité maximale A, le modèle définit un surplus (*PR*) qui contribue à l'écoulement par l'intermédiaire d'un réservoir de routage : $PR = Max\ [PS + S_{i-1} - A\ ,\ O]$

Si $P_n < ETP$:

- il n'y a pas d'eau qui s'ajoute au réservoir : $PS = 0$
- $S_i = S_{i-1} e^{\left(\frac{-ES}{A}\right)}$
- le déficit d'humidité du sol apparaît et (ou) s'accroît
- il n'y a pas de surplus, donc $PR = 0$

Le second réservoir, appelé « réservoir d'eau gravitaire », produit le débit de base du modèle et se vidange selon une loi linéaire.

2. Les données d'entrée du modèle

Pour alimenter le modèle mensuel nous utilisons, d'une part des précipitations mensuelles spatialisées par bassin versant (P), d'autre part de l'évapotranspiration potentielle Penman (ETP) calculée par Météo France. Aucune correction n'est appliquée aux données de pluie dans la mesure où elles ont fait l'objet d'une spatialisation précise. Par contre, pour l'évapotranspiration potentielle, les données mesurées aux postes doivent, dans certains cas, être très éloignées des valeurs effectives des bassins versants. Ces écarts doivent être particulièrement importants dans les Vosges du fait des altitudes élevées et d'une occupation du sol particulière (forêts de conifères). Aucun coefficient correcteur n'est toutefois appliqué à cette donnée. Il serait en effet difficile de tenir compte de tous les paramètres locaux intervenant dans le calcul de l'évapotranspiration (Humbert et Najjar, 1992). D'autre part, l'influence de la forêt sur les débits d'étiage donne lieu à des interprétations divergentes (Robinson et Cosandey, 2002). Par ailleurs, il apparaît évident qu'une correction des données d'entrée d'une manière générale (P et ETP) permettrait d'améliorer parfois significativement la qualité des simulations, mais nous souhaitons éviter cette procédure de calage. La modification des données d'entrée, qui sont des valeurs mesurées, risquerait de compenser des erreurs que l'on ne saurait interpréter. Les corrections obtenues par calage risquent en effet de compenser d'autres erreurs ou des spécificités de bassin (pertes, influences karstiques ou anthropiques).

Les débits mensuels servent uniquement à la validation du modèle dans la mesure où il n'y a pas d'étape de calage. Ainsi, de même que pour les données d'entrée, une absence de calage des débits simulés sur les débits observés permet d'éviter une optimisation erronée. En effet, dans le cas de bassins versants qui bénéficient de soutiens en étiage, une procédure de calage forcerait le modèle à produire des débits « soutenus », c'est-à-dire à produire ce qu'il ne devrait pas être en mesure de produire. Or, on s'aperçoit souvent que par des essais de calage on peut simuler des débits proches des débits mesurés en compensant toutes les anomalies au travers des valeurs des paramètres.

Le paramétrage d'un modèle est une étape délicate qui devrait être réalisée de manière raisonnée. Pour ces raisons, nous ne modifions pas les données d'entrée et aucune procédure de calage n'est entreprise.

3. Les paramètres du modèle

Le modèle compte au total trois paramètres :

- la capacité maximale du réservoir sol (**S**)
- le coefficient d'écoulement de crue (**CEC**)
- le coefficient de vidange des nappes (**CVN**)

Bien que le modèle représente une simplification grossière de la réalité, les processus générés peuvent être rapprochés de réalités physiques. Les deux composantes principales de l'écoulement sont ainsi représentées par le modèle qui produit, d'une part de l'écoulement rapide de crue, géré par le coefficient d'écoulement de crue, d'autre part du débit de nappe, géré par le coefficient de vidange des nappes.

L'écoulement rapide de crue

La soustraction directe d'une partie des pluies qui est appliquée dans ce modèle peut être discutée. De nombreux algorithmes de modèles proposent plutôt des équations qui permettent de calculer la part du ruissellement direct en fonction du niveau du réservoir sol (Gille, 1985), ce qui se conçoit bien d'un point de vue conceptuel. De même que la part du ruissellement peut dépendre de cet état de saturation du sol, celle-ci peut également être fonction des volumes précipités, de leur intensité et de leur répartition au cours du mois. Ces processus sont intéressants à analyser, mais dans l'objectif d'une modélisation mensuelle qui reste globalisante on peut justement permettre ce type de simplification. De plus, en procédant ainsi, le paramètre de gestion de l'écoulement de crue reste une valeur mesurable par une méthode de séparation des écoulements, ce qui n'est pas le cas des fonctions qui s'appuient sur le niveau du réservoir sol. Le recours à un coefficient d'écoulement de crue s'adapte mieux à notre démarche.

Le débit de nappe

Le débit produit par le réservoir d'eau gravitaire est calculé à partir d'une vidange linéaire. On peut donc directement lui appliquer un coefficient de Maillet. Nous montrons cependant que ce paramètre est difficile à estimer car il ne s'approche pas du coefficient de tarissement des nappes. Ce constat est là encore inhérent à l'échelle de travail mensuelle qui globalise les processus.

Ces deux paramètres sont calculés à partir d'une analyse hydrologique, puis introduits sans modifications dans le modèle mensuel.

III. Suppression de l'étape de calage du modèle : les paramètres calés deviennent des paramètres calculés

Les coefficients d'écoulement de crue et de vidange des nappes sont calculés. Une valeur fixe est imposée à la taille du réservoir sol qui constituait initialement le troisième paramètre de calage.

1. Les coefficients d'écoulement de crue

Les coefficients d'écoulement de crue sont calculés à partir de la méthode de séparation des écoulements opérée au chapitre 5. Le volume d'écoulement moyen mensuel de crue, rapporté aux précipitations totales, permet ainsi d'obtenir le coefficient d'écoulement de crue moyen du bassin versant :

$$CEC = \frac{Q_C}{P} \qquad \textit{Eq. (9-1)}$$

Où :

CEC correspond au coefficient d'écoulement de crue

Q_c correspond à la lame de l'écoulement de crue

P correspond aux précipitations

Le calcul des coefficients d'écoulement de crue est réalisé à l'échelle annuelle pour déterminer les coefficients d'écoulement de crue moyens annuels. Ces coefficients annuels (cf. tableau 9-1) paraissent déterminés par :

- La pluviométrie. Les plus fortes valeurs de coefficient d'écoulement de crue concernent les Hautes Vosges (stations de Vagney, Fresse, Rupt-sur-Moselle) où les précipitations décennales journalières peuvent dépasser 100 mm (Laborde, 1981) ;
- L'occupation du sol et la lithologie. Les stations contrôlant des bassins versants perméables et principalement recouverts de forêts présentent les valeurs les plus faibles.

Le mode de calcul des coefficients d'écoulement de crue et la manière dont l'écoulement de crue est géré dans le modèle permettent donc d'assimiler le paramètre du modèle à ce coefficient : il s'agit dans les deux cas d'un prélèvement direct sur les précipitations. Le coefficient d'écoulement de crue calculé est utilisé pour paramétrer l'écoulement rapide de crue produit par le modèle. L'architecture du modèle ORCHY est cependant fondée sur un unique coefficient d'écoulement de crue moyen. Or, en considérant que l'écoulement de crue varie en fonction des saisons (Gille, 1993), nous proposons d'appliquer non pas une valeur annuelle, mais plutôt des coefficients moyens mensuels. Ceux-ci sont calculés en réalisant la moyenne de l'écoulement de crue pour chacun des mois de l'année, ramenée aux précipitations moyennes mensuelles. On aboutit ainsi, par bassin versant, au calcul de 12 coefficients, rassemblés en annexe 5-1, attestant l'organisation saisonnière de l'écoulement de crue au cours de l'année : les valeurs les plus fortes s'observent durant la période de hautes eaux et inversement les plus faibles concernent les basses eaux, période durant laquelle l'interception et l'évapotranspiration sont déterminantes. La part de l'écoulement de base est alors plus importante. Quelle que soit la nature du bassin versant les coefficients montrent ce même schéma que l'on peut rapprocher du régime des cours d'eau et qui valide la cohérence de ces coefficients.

La même démarche est appliquée au coefficient de vidange des nappes.

Tableau 9-1 : Base de données des coefficients d'écoulement de crue moyens annuels (CEC) et des coefficients de vidange des nappes (CVN).

Station	Cours d'eau	CEC annuel	CVN		
			Tarissement [1]	Débit de base [2]	Régime [3]
Autrey	Brénon	25%	87%	32%	40%
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	18%	51%	11%	18%
Beinheim	Sauer	12%	53%	14%	22%
Belval	Sormone	24%	76%	8%	22%
Boncourt	Orne	26%	91%	25%	35%
Carignan	Chiers	20%	55%	13%	16%
Chauvency	Chiers	22%	64%	14%	11%
Chénimenil	Vologne	29%	75%	18%	23%
Cheveuges	Bar	23%	65%	9%	15%
Chooz	Meuse	24%	74%	20%	21%
Circourt-sur-M.	Mouzon	28%	94%	42%	52%
Custines	Moselle	29%	84%	20%	27%
Damelevières	Meurthe	24%	71%	16%	26%
Dannemarie	Largue	19%	87%	24%	38%
Didenheim	Ill	18%	79%	23%	34%
Domremy la P.	Meuse	28%	88%	28%	38%
Epinal	Moselle	33%	83%	21%	28%
Frémonville	Vezouze	17%	59%	12%	19%
Fresse	Moselle	36%	85%	21%	20%
Gerbéviller	Mortagne	18%	68%	14%	26%
Goncourt	Meuse	29%	95%	40%	42%
Han-lès-Juvigny	Loison	26%	79%	15%	28%
Hauconcourt	Moselle	27%	81%	17%	27%
Holtzheim	Bruche	20%	76%	27%	32%
Jarny	Yron	29%	91%	9%	22%
Jezainville	Esch	17%	70%	31%	37%
Kaysersberg	Weiss	22%	73%	17%	19%
Keskastel	Sarre	21%	81%	12%	25%
Lunéville	Vezouze	21%	67%	18%	30%
Malzéville	Meurthe	23%	72%	16%	25%
Metz	Seille	20%	77%	12%	31%
Mirecourt	Madon	25%	65%	18%	29%
Montcy-Notre-Dame	Meuse	24%	69%	18%	21%
Niederroedern	Seltzbach	20%	80%	24%	31%
Nomeny	Seille	20%	75%	22%	30%
Onville	Rupt de Mad	20%	70%	23%	22%
Ostheim	Fecht	22%	81%	23%	30%
Pontigny	Nied Fcse	21%	81%	13%	23%
Pulligny	Madon	24%	82%	19%	34%
Raon l'Etape	Meurthe	23%	77%	14%	27%
Reiningue	Doller	34%	92%	16%	24%
Rosselange	Orne	25%	79%	14%	19%
Rupt-sur-Moselle	Moselle	53%	89%	12%	27%
Russ	Bruche	29%	73%	17%	26%
Saint-Mihiel	Meuse	25%	79%	27%	36%
Saint-Dié	Meurthe	26%	77%	15%	25%
Saint-Nabord	Moselle	39%	86%	22%	27%
Sarreinsming	Sarre	20%	85%	16%	27%
Schweighouse	Moder	11%	54%	10%	17%
Sélestat	Giessen	28%	88%	30%	37%
Soulosse	Vair	25%	76%	28%	35%
Staffelfelden	Thur	32%	85%	16%	25%
Stenay	Meuse	23%	65%	21%	29%
Tonnoy	Moselle	32%	78%	23%	28%
Toul	Moselle	29%	84%	25%	30%
Uckange	Moselle	23%	79%	22%	31%
Vagney	Moselotte	46%	90%	20%	27%
Vandières	Rau Trey	20%	61%	21%	31%
Varize	Nied All	34%	47%	24%	26%
Vaucouleurs	Meuse	27%	82%	27%	38%
Verdun	Scance	20%	46%	15%	24%
Waltenheim	Zorn	15%	59%	11%	20%
Wintzenheim	Fecht	30%	82%	22%	32%

2. Le coefficient de vidange des nappes

Le modèle fonctionne avec un réservoir d'eau gravitaire vidangé par une loi linéaire paramétrée par un coefficient de vidange des nappes (CVN). Le débit produit par ce réservoir représente donc le débit de nappe :

$Q_{Base} = R \times CVN$ *Eq. (9-2)*

Le coefficient de vidange des nappes utilisé dans le modèle peut donc être alimenté par les valeurs des coefficients de tarissement α des réservoirs souterrains calculés selon Maillet :

CVN = (1 - $e^{-\alpha}$), d'après la loi de Maillet, $Q_t = Q_0 (1 - CVN)^{t - t_0}$ *Eq. (9-3)*

Où :

CVN est le coefficient de vidange des nappes

α est le coefficient de tarissement de Maillet

Lors de l'analyse du tarissement des cours d'eau, une partie a été consacrée à l'estimation du coefficient de tarissement mensuel des cours d'eau. Cette estimation s'est avérée délicate car à l'échelle mensuelle les débits sont toujours influencés par de l'écoulement rapide de crue. Ainsi, trois méthodes différentes avaient été testées pour proposer une valeur moyenne représentative de la vidange mensuelle des réservoirs (cf. chapitre 7) :

1. La vidange mensuelle des réservoirs souterrains est calculée à partir des **coefficients de vidange des nappes moyens journaliers** (CVN_j), transformés en coefficients mensuels (CVN_m) :

$$CVN_m = \left(1 - CVN_j\right)^{30} \qquad \textit{Eq. (9-4)}$$

2. La vidange mensuelle des réservoirs est calculée à partir de la **décroissance du débit de base moyen mensuel** issu de la méthode de séparation des écoulements au pas de temps journalier ;

3. La vidange mensuelle des réservoirs est estimée à partir de la **décroissance des débits moyens mensuels**.

Nous comparons les résultats du modèle pour ces trois coefficients afin de déterminer la valeur qui nous paraît la plus adaptée. Afin de ne pas les confondre, nous proposons de les appeler par la suite **coefficient de tarissement** [1], **coefficient du débit de base** [2] et **coefficient du régime** [3].

3. La taille de la réserve utile

Le troisième paramètre du modèle est la taille de la réserve utile. On l'évalue régulièrement entre 100 et 150 mm dans les régions tempérées océaniques. Nous la fixons partout à 100 mm car le modèle est peu sensible à la variation de ce paramètre.

Les coefficients d'écoulement de crue et de vidange des nappes issus de l'analyse hydrologique sont introduits tel quel dans le modèle mensuel et la taille de la réserve utile est fixée partout à 100 mm. Avant d'apprécier les résultats de la modélisation mensuelle, il reste à déterminer le coefficient de vidange des nappes le plus adapté.

IV. Quel coefficient de vidange des nappes pour la modélisation mensuelle ?

Le modèle ORCHY est appliqué à l'ensemble des bassins versants et pour toute la période d'étude. En effet, en l'absence de tout calage il n'y a pas lieu de diviser la chronique entre une période de calage et une période de validation. Les trois coefficients de vidange des nappes calculés précédemment sont testés afin de déterminer la valeur qui s'adapte le mieux au paramétrage du débit de base. Plusieurs critères sont utilisés pour comparer les résultats du modèle en fonction des différents coefficients de vidange de nappes testés. Le premier critère utilisé est le critère de Nash-Sutcliffe (1970) car il permet une évaluation globale et une comparaison entre bassins.

1. Résultats de la modélisation selon le type du coefficient de vidange des nappes

1.1. Evaluation par le critère de Nash-Sutcliffe

Nous comparons les résultats du modèle, pour les trois coefficients de vidange des nappes, à partir du critère de Nash-Sutcliffe (appelé critère de Nash). La figure 9-2 présente la statistique du critère de Nash pour les 63 bassins versants de l'étude en fonction du coefficient de vidange des nappes utilisé.

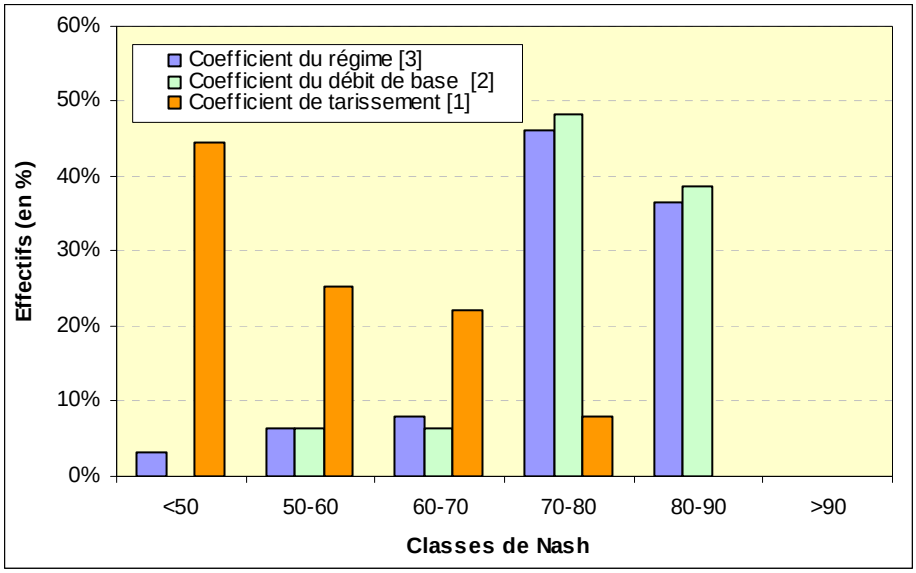
- Le coefficient de tarissement : une valeur mal adaptée au modèle mensuel

Comme en témoignent les valeurs de Nash, les simulations réalisées à partir des coefficients de tarissement journaliers transformés en valeurs mensuelles, se distinguent des deux autres en montrant, dans la plupart des cas, des résultats médiocres. Ainsi, pour 70 % des bassins versants le critère de Nash est inférieur à 60 %. Le seuil de 60 % est généralement admis comme seuil limite de validité d'un modèle.

- Les coefficients du débit de base et du régime : des résultats comparables et de meilleure qualité

Par contre, les valeurs de Nash sont largement meilleures pour les simulations réalisées à partir des deux autres coefficients de vidange : le coefficient du débit de base et celui du régime. On observe que dans plus de 90 % des cas, le critère de Nash dépasse les 60 %. Cette statistique reste élevée au-delà du seuil des 70 % (plus de 80 % des stations concernées) et même des 80 % (quasiment 40 % des bassins). La proximité des résultats, pour ces deux coefficients, était attendue dans la mesure où il s'agit de valeurs assez proches. La corrélation entre ces deux coefficients montre en effet une relation, ce qui n'était pas le cas avec le coefficient de tarissement journalier qui évolue de manière plus indépendante (cf. chapitre 7).

Figure 9-2 : Critère de Nash-Sutcliffe – Statistique réalisée sur les 63 bassins versants (1971-2003).

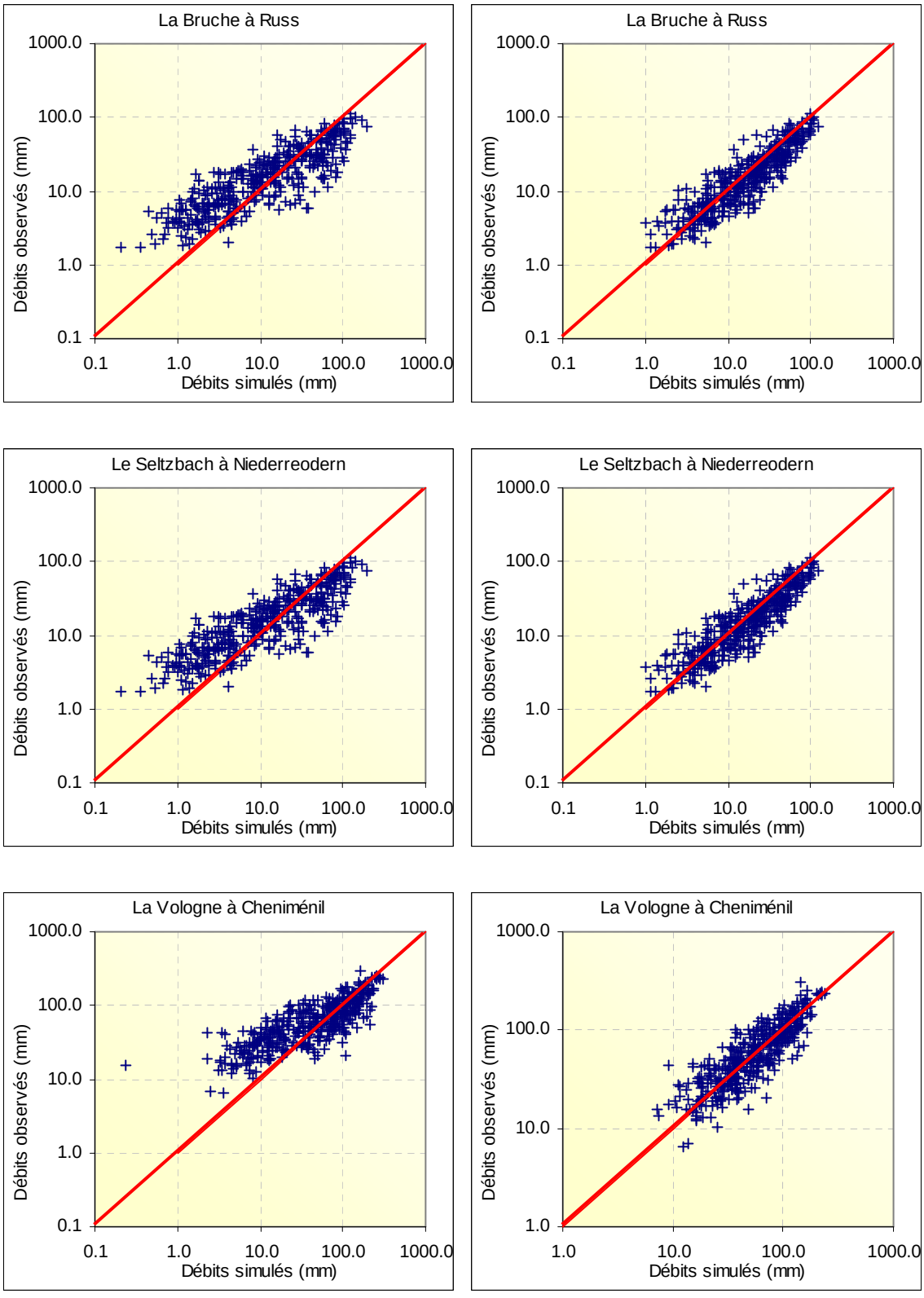


Le critère de Nash permet une appréciation globale des performances du modèle mais ne permet pas d'appréciation particulière. Si ce critère est très utilisé en modélisation, il nous semble opportun d'avoir aussi recours à des grandeurs plus intéressantes et plus parlantes pour l'hydrologue.

1.2. Comparaison des débits simulés et des débits observés

Quel que soit le coefficient de vidange des nappes testé, les simulations sont d'assez bonnes qualités pour la période de hautes eaux. En basses eaux, le modèle est par contre très sensible à la valeur du coefficient de vidange des nappes. Les graphiques de corrélation entre les débits simulés et les débits observés montrent d'importants biais dans les simulations tentées à partir du coefficient de tarissement journalier (cf. figure 9-3, graphiques de gauche). Ces valeurs imposées au modèle apparaissent beaucoup trop fortes et les débits simulés décroissent trop rapidement en basses eaux. En utilisant les coefficients du débit de base ou du régime, les biais sont largement corrigés (cf. figure 9-3, graphiques de droite ; comme ces deux coefficients aboutissent à des simulations très proches seul le coefficient du régime est représenté).

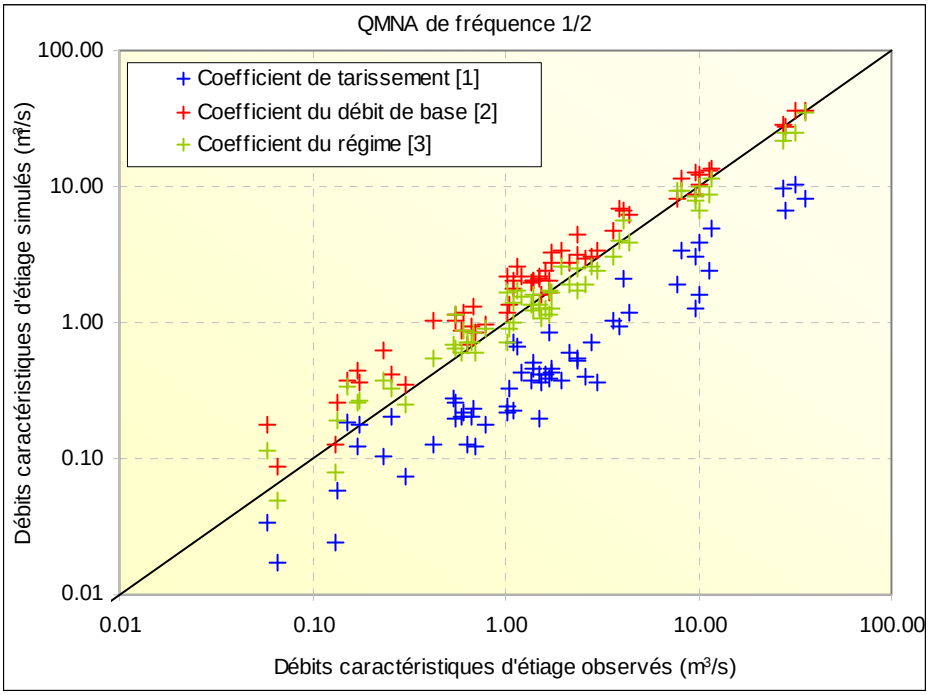
Figure 9-3 : Corrélations entre les débits moyens mensuels observés et simulés - Simulations fondées sur le coefficient de tarissement (gauche) ou sur le coefficient du régime (droite) - Modèle ORCHY, période 1971-2003.

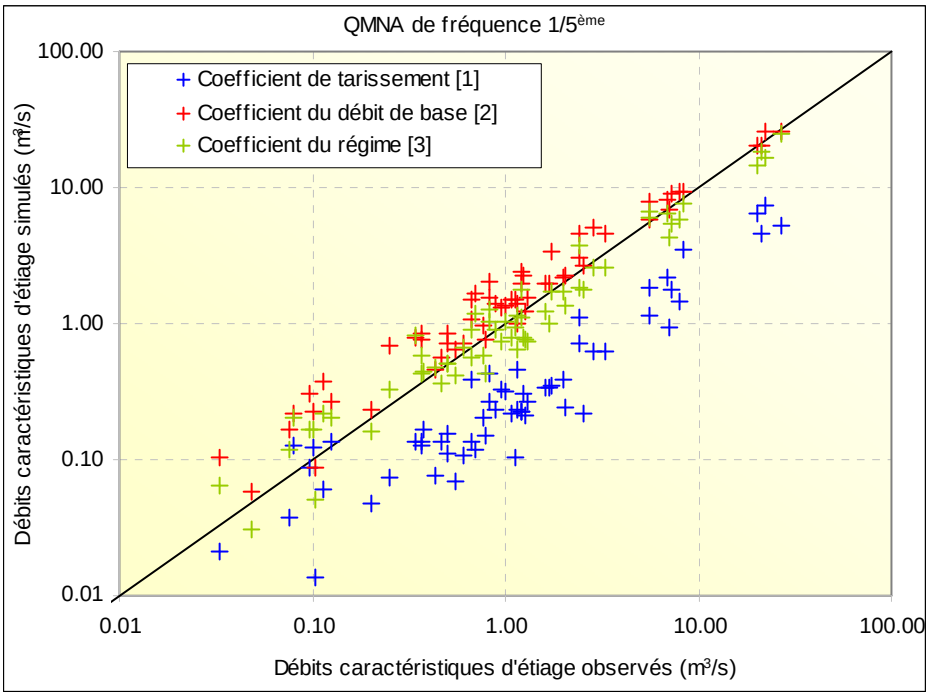


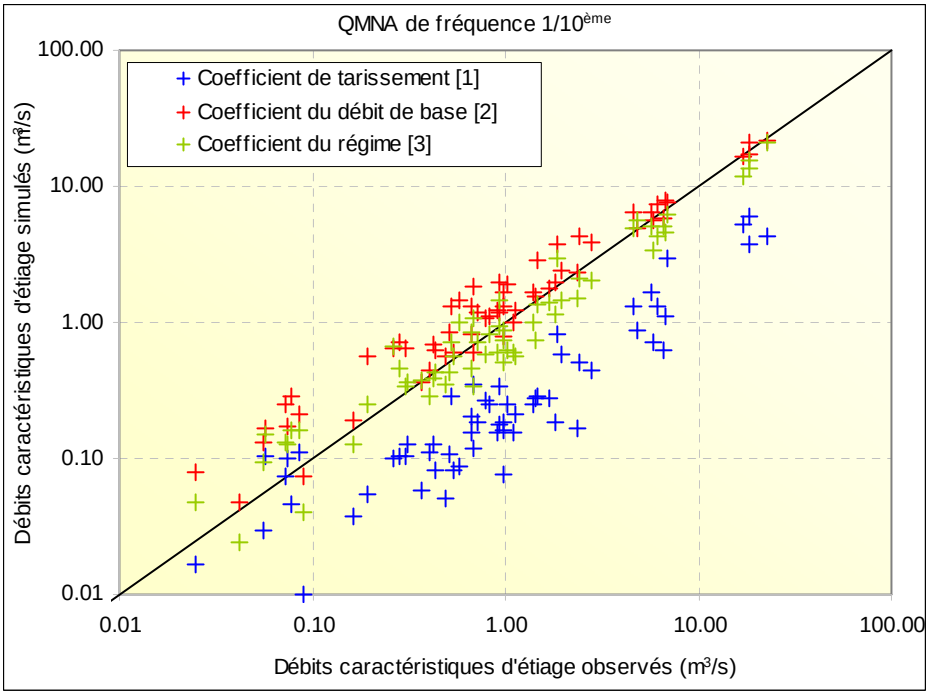
1.3. Les performances du modèle pour les débits d'étiage

Pour permettre une meilleure évaluation des résultats du modèle durant la période de basses eaux, nous proposons de recalculer les débits caractéristiques d'étiage issus du QMNA, variable d'étiage du pas de temps mensuel. Les QMNA sont extraits des chroniques de débits simulés par le modèle et ajustés à une loi Log normale à deux paramètres estimés par la méthode des moments ordinaires. Les graphiques ci-dessous (figure 9-4) présentent les corrélations obtenues pour différents quantiles à partir des différents coefficients testés.

Figure 9-4 : Corrélation entre les débits caractéristiques d'étiage simulés et observés - Modèle ORCHY, période 1971-2003.







Les valeurs simulées à partir des coefficients de tarissement journaliers sous-estiment très fortement les débits caractéristiques d'étiage, à l'exception de quelques stations. A l'inverse, les débits d'étiage recalculés à partir des simulations fondées sur la décroissance du débit de base surestiment d'une manière générale les valeurs observées. A l'intérieur de ces deux rails, les débits caractéristiques d'étiage calculés à partir des coefficients du régime montrent les meilleurs résultats, confirmant les précédentes observations. Dans tous les cas, et quelle que soit la fréquence de QMNA observée, on constate que la valeur issue du régime des cours d'eau constitue le coefficient le plus adapté à l'échelle mensuelle. Il permet de produire des simulations performantes pour les débits d'étiage.

En conclusion :

- Le coefficient de tarissement journalier ne convient pas à l'échelle mensuelle ;

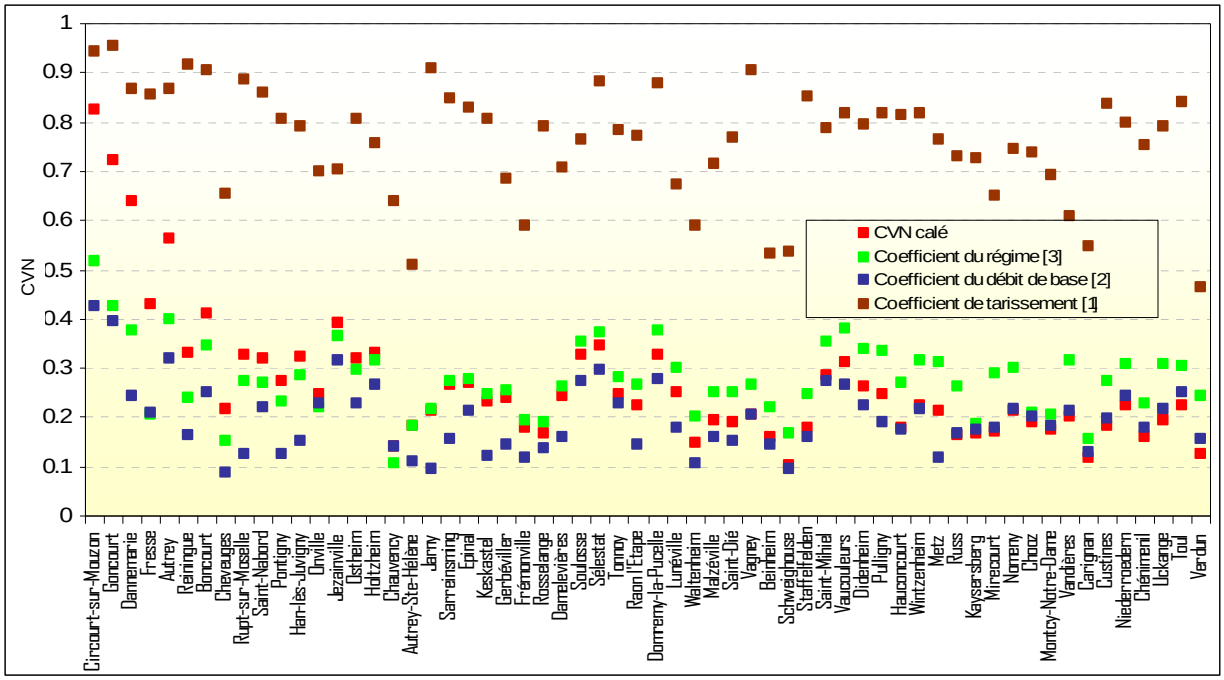
- Le coefficient du régime semble être la valeur la plus adéquate. Ces résultats peuvent paraître étonnants car le calcul de la pente des débits moyens mensuels constitue sans doute la méthode la plus rudimentaire et la plus éloignée pour une estimation du coefficient de vidange des nappes mensuel. Il semblerait toutefois que cette valeur soit celle qui corresponde le mieux pour une modélisation mensuelle.

Afin d'éprouver ce choix, nous proposons de réaliser une optimisation de ce paramètre et de confronter les valeurs obtenues avec celles de nos trois coefficients.

2. Optimisation du coefficient de vidange des nappes : le coefficient de vidange des nappes du régime, valeur désignée pour la modélisation mensuelle

Pour comparer les écarts entre les valeurs introduites dans le modèle et les valeurs qui seraient optimales pour ce paramètre, nous proposons de procéder au calage du coefficient de vidange des nappes, sans modification des autres paramètres. La procédure d'optimisation a été automatisée à partir de la méthode du simplex (Porte, 2002). La figure 9-5 permet une comparaison entre les valeurs du coefficient de vidange des nappes calé (en rouge) et les trois coefficients testés.

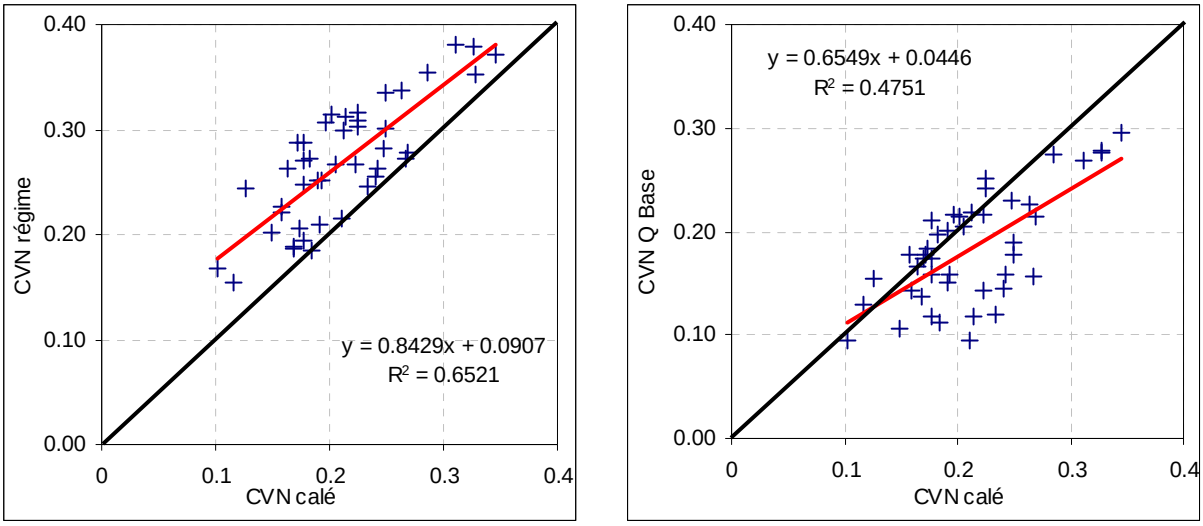
Figure 9-5 : Comparaison entre les coefficients de vidange des nappes obtenus par calage et les trois coefficients calculés préalablement.



- Dans 28 % des cas le coefficient calé a une valeur supérieure au coefficient du régime. Ces écarts ne sont cependant significatifs que dans 15 % des cas, car, pour de nombreux bassins, la valeur optimisée est très proche de la valeur des régimes (écart inférieur à 0,05 en valeur absolue). Dans les rares cas où les valeurs calées se rapprochent des valeurs des coefficients de tarissement, on retrouve les bassins très immodérés qui ont constitué tout au long de cette recherche les domaines de référence pour le milieu imperméable : il s'agit des bassins versants du Mouzon à Circourt-sur-Mouzon, de la Meuse à Goncourt, de la Moselle en amont de Rupt-sur-Moselle (stations de Rupt-sur-Moselle et Fresse), de l'Orne à Boncourt, du Brénon à Autrey et de la Largue à Dannemarie (cours d'eau très anthropisé).
- Pour les stations restantes (72 % des cas) le coefficient calé est toujours inférieur au coefficient des régimes, et dans 25 % des cas il apparaît même inférieur au coefficient du débit de base dont il est cependant très proche.

Les régressions linéaires réalisées entre les coefficients calés et les coefficients issus du régime montrent également, d'une manière générale, une meilleure corrélation (cf. figure 9-6).

Figure 9-6 : Corrélations entre les coefficients de vidange des nappes calés et les coefficients du régime (gauche) et du débit de base (droite) – (les stations pour lesquelles les coefficients calés sont significativement supérieurs aux coefficients calculés ont été retirées de la corrélation).



En définitive, après la procédure de calage de ce paramètre, on retient les aspects suivants :

- Les écarts les plus faibles sont observés avec les coefficients issus du régime ou dans certains cas avec ceux du débit de base ;
- L'association des coefficients du régime avec ceux du débit de base permet d'encadrer les valeurs obtenues par optimisation. Ainsi, ces deux coefficients permettent de proposer un ordre de grandeur pour ce paramètre, le CVN mensuel ;
- Les valeurs élevées du coefficient optimisé tendent à montrer que le coefficient de tarissement journalier n'est applicable à l'échelle du mois que dans le cas de rythmes de vidange particulièrement rapides, significatifs, soit d'un système karstique, soit de l'absence d'un vrai réservoir souterrain.

Ces modèles montrent les limites de l'application d'un modèle unique à des bassins versants dont la géologie est aussi variée.

Les valeurs du coefficient du régime sont en définitive conservées pour la modélisation mensuelle.

V. Résultats de la modélisation mensuelle en l'absence de tout calage (annexe 9-2)

1. Le critère de Nash

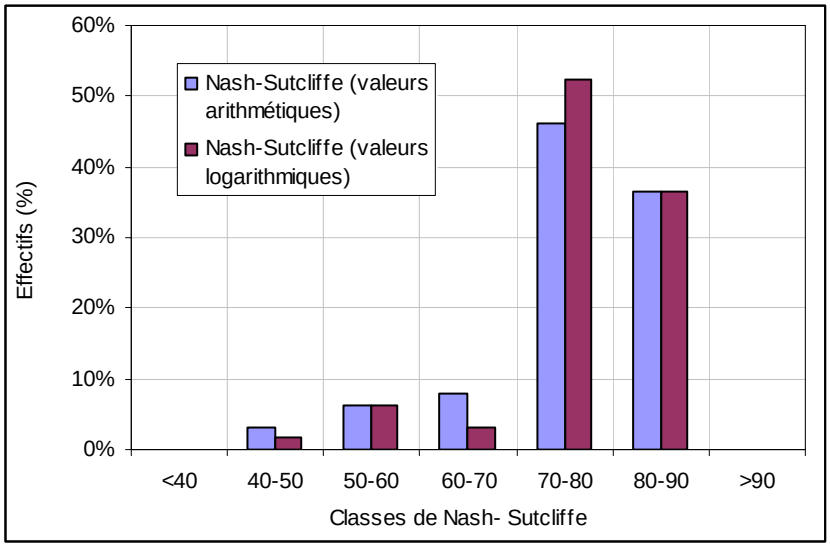
Le critère de Nash est calculé à partir des valeurs brutes et à partir du logarithme des débits pour permettre une meilleure appréciation des performances du modèle pour les débits d'étiage (cf. tableau 9-2). On constate d'une manière générale que les valeurs de Nash sont assez élevées. Si l'on s'en tient au seuil des 60 % le modèle peut être validé dans plus de 90 % des cas. Ce seuil est toutefois très tolérant, mais dans 89 % des cas le critère de Nash calculé sur le logarithme des valeurs reste supérieur à 70 % (83 % sur les valeurs brutes).

Les stations pour lesquelles le modèle n'a pas pu être validé concernent les bassins versants calcaires de la Scance à Verdun, de l'Esch à Jezainville et du Ruisseau du Trey à Vandières ainsi que le bassin fortement influencé de la Largue à Dannemarie ou encore la Sauer à Beinheim qui subit d'importantes pertes dans la Plaine d'Alsace.

Tableau 9-2 : Critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la période 1971-2003 – Modèle ORCHY, résultats sans calage.

Station	Cours d'eau	Nash (valeurs arithmétiques)	Nash (valeurs logarithmiques)
Dannemarie	Largue	43%	47%
Vandières	Ruisseau du Trey	47%	54%
Beinheim	Sauer	51%	58%
Verdun	Scance	52%	54%
Jezainville	Esch	56%	57%
Schweighouse	Moder	59%	63%
Ostheim	Fecht	62%	63%
Didenheim	Ill	67%	70%
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	68%	74%
Keskastel	Sarre	69%	74%
Kaysersberg	Weiss	69%	72%
Fresse	Moselle	70%	70%
Holtzheim	Bruche	71%	72%
Onville	Rupt de Mad	72%	77%
Sarreinsming	Sarre	73%	73%
Waltenheim	Zorn	73%	76%
Gerbéviller	Mortagne	73%	76%
Niederroedern	Seltzbach	74%	74%
Belval	Sormone	74%	71%
Chauvency	Chiers	74%	73%
Chénimenil	Vologne	74%	73%
Pontigny	Nied All.	75%	75%
Sélestat	Giessen	75%	76%
Malzéville	Meurthe	75%	76%
Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	75%	78%
Stenay	Meuse	76%	77%
Boncourt	Orne	76%	72%
Cheveuges	Bar	77%	79%
Uckange	Moselle	77%	78%
Varize	Nied Fcse	77%	77%
Wintzenheim	Fecht	77%	74%
Domremy la Pucelle	Meuse	77%	76%
Raon l'Etape	Meurthe	77%	79%
Jarny	Yron	77%	78%
Saint-Dié	Meurthe	78%	78%
Nomeny	Seille	78%	80%
Carignan	Chiers	78%	78%
Rosselange	Orne	79%	78%
Montcy-Notre-Dame	Meuse	79%	77%
Metz	Seille	79%	80%
Vagney	Mosellotte	80%	79%
Autrey	Brenon	80%	81%
Russ	Bruche	81%	80%
Soulosse	Vair	81%	81%
Lunéville	Vezouze	81%	80%
Saint Mihiel	Meuse	81%	82%
Frémonville	Mortagne	81%	80%
Staffelfelden	Thur	81%	79%
Vaucouleurs	Meuse	81%	80%
Epinal	Moselle	81%	80%
Goncourt	Meuse	81%	81%
Rupt-sur-Moselle	Moselle	81%	81%
Damelevières	Meurthe	82%	80%
Hauconcourt	Moselle	82%	83%
Chooz	Meuse	82%	81%
Reiningue	Doller	83%	84%
Han-lès-Juvigny	Loison	83%	83%
Saint-Nabord	Moselle	83%	83%
Custines	Moselle	83%	82%
Toul	Moselle	84%	82%
Tonnoy	Moselle	85%	81%
Pulligny	Madon	86%	84%
Mirecourt	Madon	86%	84%

Figure 9-7 : Critère de Nash-Sutcliffe calculé sur la période 1971-2003 – Modèle ORCHY, résultats sans calage – Statistique réalisée à partir des 63 bassins de l'étude.



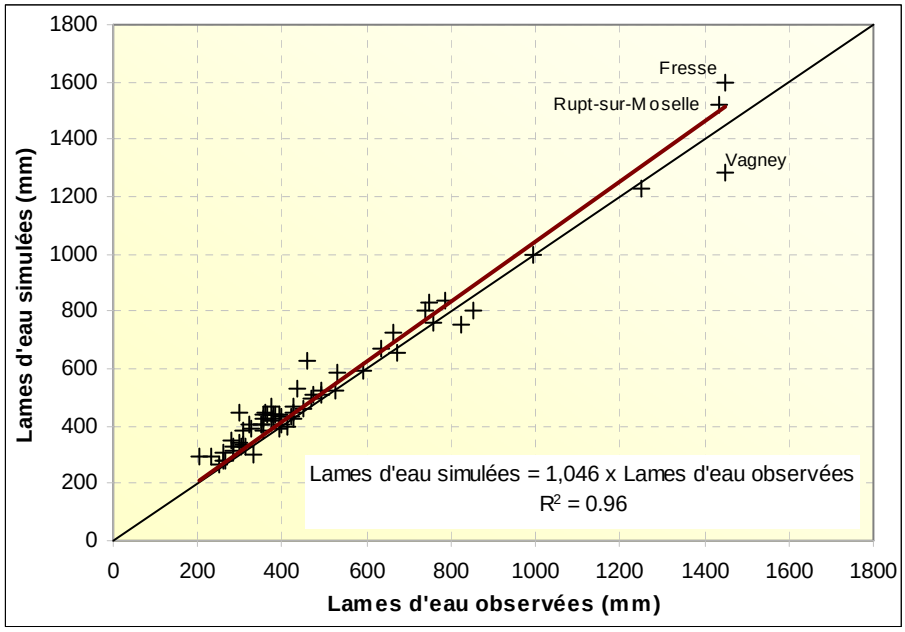
En rappelant qu'aucun calage n'est réalisé, les performances du modèle mensuel, en regard du critère de Nash, apparaissent plutôt concluantes.

2. Les lames d'eau et les déficits d'écoulement

Le second critère d'évaluation concerne les lames d'eau annuelles. Celui-ci permet d'évaluer la partie du modèle qui n'est pas directement liée au processus de tarissement : le ruissellement, le bilan hydrique et la fiabilité des données hydro-climatiques utilisées.

La corrélation entre les lames d'eau calculées par le modèle et les lames d'eau observées semble satisfaisante, mais pour la plupart des stations la lame d'eau simulée est supérieure à la lame d'eau observée (cf. figure 9-8 et tableau 9-3). Ce décalage (≈ + 4,5 %) provient très certainement d'une surestimation des valeurs de ruissellement (cf. chapitre 5). La méthode de séparation des écoulements, en reliant de manière linéaire les phases de tarissement, n'intègre pas les recharges de l'aquifère en phase de crue (Rutledge, 1998) : le ruissellement échappe en effet au bilan hydrique (évapotranspiration) et peut provoquer cette surestimation modérée des lames d'eau annuelles.

Figure 9-8 : Corrélation entre les lames d'eau moyennes annuelles simulées et observées – Modèle ORCHY, période 1971-2003, résultats sans calage.



Le biais dans la simulation des lames d'eau annuelles apparaît davantage quand on confronte les déficits d'écoulement simulés et observés aux précipitations (figure 9-9). Les déficits d'écoulement s'organisent selon des lois du type de celles proposées par Coutagne (1954) et Turc (1951). Les déficits d'écoulement calculés rendent compte de la même surestimation de la lame d'eau simulée. Outre ce biais déjà expliqué, les déficits d'écoulement simulés reproduisent les valeurs les plus cohérentes en fonction des précipitations introduites. Les écarts entre les valeurs observées et simulées ont pour origine :

- Des influences anthropiques comme à Dannemarie (prise pour l'alimentation du canal Rhin-Rhône), Kaysersberg (alimentation des lacs Noir et Blanc) ;

- Des pertes naturelles (Ostheim) ;

- Une mauvaise estimation des précipitations. La spatialisation des précipitations mensuelles (cf. chapitre 1) ne peut être véritablement validée que par l'obtention d'un déficit d'écoulement vraisemblable, dans la mesure où les débits sont fiables. Les valeurs de précipitations moyennes proposées sur trois bassins des Hautes Vosges (> 2000 mm/an) semblent surestimées à Fresse et à Rupt-sur-Moselle et sous-estimées à Vagney. Une incertitude de 10 % sur des hauteurs de précipitations de cet ordre engendre un écart de 20-30 % en déficit d'écoulement ;

- Des problèmes d'hydrométrie : le modèle peut permettre de déceler des stations suspectes. Lorsqu'il est possible de s'assurer de la fiabilité de la pluie et lorsque les autres causes sont écartées, une mauvaise adéquation peut provenir de l'observation des débits.

Figure 9-9 : Relations Précipitations – Déficits d'écoulement observées et simulées par le modèle ORCHY, période 1971-2003, sans calage.

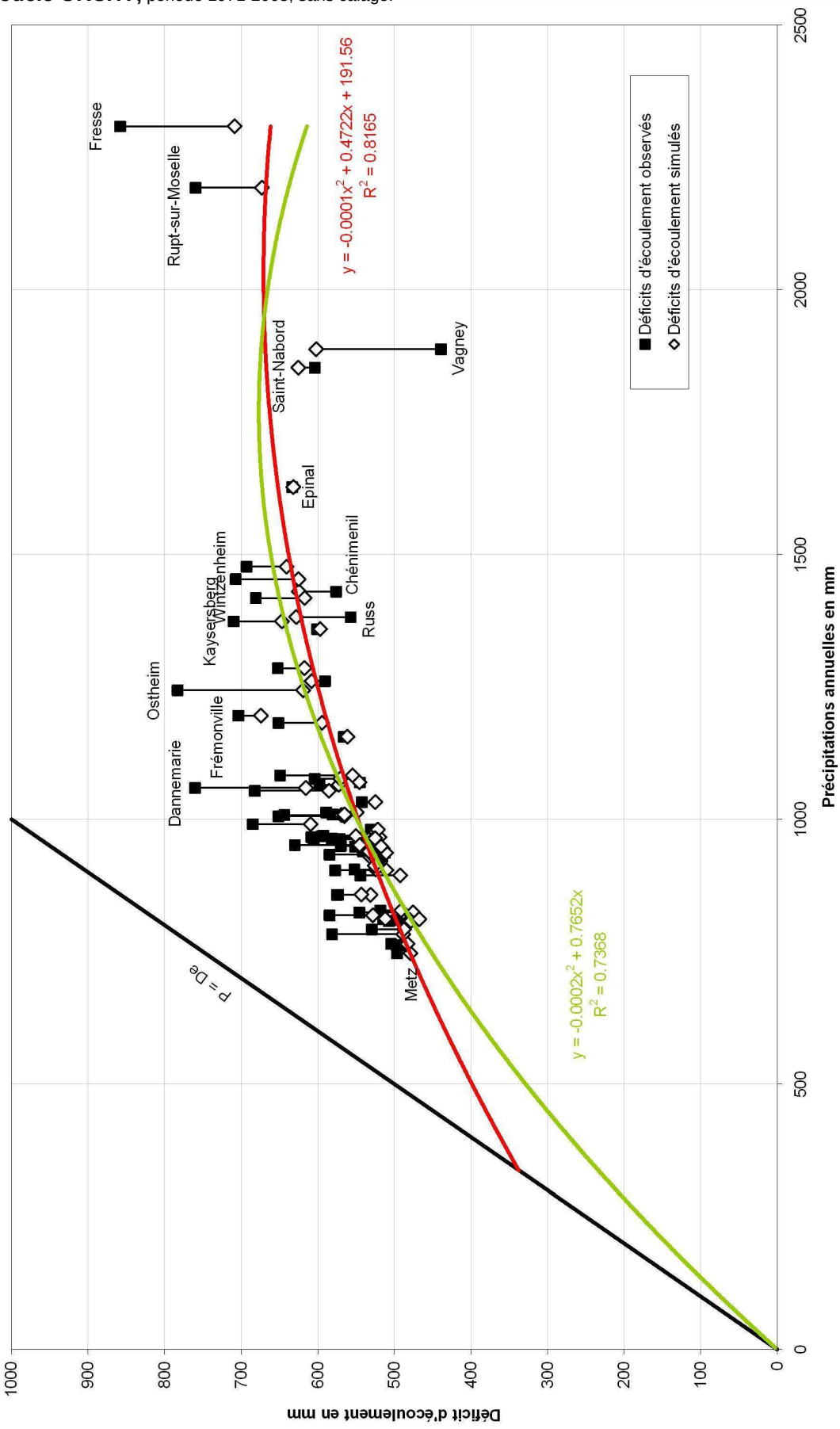


Tableau 9-3 : Lames d'eau et déficits d'écoulement moyens annuels observés et simulés - Modèle ORCHY, résultats sans calage, période 1971-2003.

Cours d'eau	Station	Précipitations moyennes annuelles	Lames d'eau simulées	Lames d'eau observées	Déficits d'écoulements simulés	Déficits d'écoulements observés
Brénon	Autrey	904	394	327	510	577
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	1182	588	531	594	651
Sauer	Beinheim	819	291	234	528	584
Sormone	Belval	1083	528	434	555	649
Orne	Boncourt	824	349	279	476	546
Chiers	Carignan	929	398	414	531	515
Chiers	Chauvency	937	426	424	511	512
Vologne	Chénimenil	1430	805	854	625	576
Bar	Cheveuges	1013	464	424	549	589
Meuse	Chooz	1065	493	468	572	598
Mouzon	Circourt-sur-Mouzon	967	447	358	519	608
Moselle	Custines	1070	524	525	546	545
Meurthe	Damelevières	1077	506	473	571	604
Largue	Dannemarie	1060	444	299	616	760
Ill	Didenheim	991	382	306	609	685
Meuse	Domremy-la-Pucelle	970	441	377	528	593
Moselle	Epinal	1628	996	994	632	633
Mortagne	Frémonville	1196	521	492	674	703
Moselle	Fresse	2309	1600	1451	709	858
Mortagne	Gerbéviller	1008	439	365	569	644
Meuse	Goncourt	934	404	349	529	584
Loison	Han-lès-Juvigny	894	401	349	493	544
Moselle	Hauconcourt	981	459	450	522	531
Bruche	Holtzheim	1054	469	372	585	682
Yron	Jarny	810	330	314	480	496
Esch	Jezainville	783	295	202	488	581
Weiss	Kaysersberg	1374	727	664	647	710
Sarre	Keskastel	1006	441	355	565	651
Vezouze	Lunéville	968	418	374	550	594
Meurthe	Malzéville	1009	444	429	565	580
Seille	Metz	747	268	251	479	497
Madon	Mirecourt	940	407	399	533	541
Meuse	Montcy-Notre-Dame	964	430	421	534	543
Seltzbach	Niederroedern	792	304	262	488	529
Seille	Nomeny	763	278	266	485	497
Rupt de Mad	Onville	808	330	301	478	507
Fecht	Ostheim	1244	625	461	619	783
Nied All.	Pontigny	765	282	261	483	504
Madon	Pulligny	905	380	353	525	552
Meurthe	Raon l'Etape	1286	668	633	618	652
Doller	Reiningue	1418	801	737	617	681
Orne	Rosselange	828	337	310	491	518
Moselle	Rupt-sur-Moselle	2193	1520	1434	673	759
Bruche	Russ	1382	754	825	628	557
Meuse	St Mihiel	950	429	380	521	570
Meurthe	St-Dié	1261	653	670	608	590
Moselle	St-Nabord	1853	1228	1249	625	604
Sarre	Sarreinsming	952	406	322	545	630
Moder	Schweighouse	857	326	283	531	575
Giessen	Sélestat	913	387	392	525	520
Vair	Soulosse	962	429	357	533	605
Thur	Staffelfelden	1477	836	784	641	693
Meuse	Stenay	949	431	397	517	551
Moselle	Tonnoy	1359	762	758	597	601
Moselle	Toul	1156	594	590	562	566
Moselle	Uckange	964	437	392	527	571
Mosellotte	Vagney	1888	1286	1449	602	439
Ruisseau Trey	Vandières	812	344	297	468	515
Nied Fcse	Varize	812	300	333	512	479
Meuse	Vaucouleurs	964	439	383	525	582
Scance	Verdun	1033	508	491	525	542
Zorn	Waltenheim	858	314	284	543	573
Fecht	Wintzenheim	1454	828	747	625	707

VI. Réflexion sur la modélisation mensuelle

La rigueur imposée lors de l'analyse du tarissement des cours d'eau et la cohérence des valeurs moyennes proposées au chapitre 6 permettent de ne pas remettre en cause la représentativité des coefficients de tarissement. La mauvaise adaptation du coefficient de tarissement journalier est donc directement imputable au pas de temps mensuel auquel se trouvent calculées les étapes du bilan, en particulier à la manière dont est géré le débit provenant du réservoir d'eau gravitaire.

Le pas de temps mensuel du coefficient de tarissement

L'algorithme du modèle mensuel, procédant par la comparaison P-ETP, induit presque à tout coup (sauf précipitations mensuelles remarquables) une absence de recharge durant la période chaude (absence de surplus). A l'inverse, les analyses d'hydrogrammes montrent que les vidanges quantifiées lors de l'étude du tarissement peuvent englober des périodes de recharges de la réserve hydrologique (ou d'éventuels compartiments de la réserve) durant la période de basses eaux. L'absence de recharge du réservoir souterrain dans le modèle, durant toute cette période, doit donc nécessairement être compensée par un coefficient de vidange des nappes plus faible afin d'éviter une diminution trop rapide du niveau du réservoir d'eau gravitaire. La non cohérence entre le coefficient de tarissement journalier et celui du modèle mensuel est donc d'abord liée à l'échelle de travail, qui lisse les épisodes.

Les coefficients de tarissement journaliers paraissent dans la majorité des cas trop forts, sauf pour les bassins très imperméables. Pour ces bassins on peut toutefois s'interroger à la fois sur le sens du coefficient de tarissement, qui s'approche plus d'un coefficient de décrue ou de ressuyage et sur la représentation des écoulements par un réservoir d'eau gravitaire à vidange lente et linéaire dans le modèle : Cosandey et al. (2003) proposent comme explication que le coefficient de tarissement intègre en fait deux dimensions qui peuvent être contradictoires, la transmissivité des aquifères et leur capacité d'emmagasinement (c'est-à-dire la diffusivité).

La régionalisation des paramètres de la modélisation

Une des perspectives de notre démarche pourrait être d'aboutir à une régionalisation de ces paramètres pour pouvoir proposer des modélisations sur des bassins non jaugés. La figure 9-10 montre en effet que les deux paramètres calculés du modèle, reportés sur un même graphique, permettent de mettre en évidence des regroupements fondés sur la géologie. On identifie le paquet des bassins gréseux, aux coefficients de vidange des nappes et d'écoulement de crue très faibles, témoignant de l'importante pondération du régime de ces cours d'eau. A l'opposé du graphique, les bassins versants drainant des milieux argileux et marneux présentent les coefficients les plus forts, attestant l'importante excessivité de leurs régimes. Les cours d'eau situés dans les Hautes Vosges montrent des coefficients d'écoulement de crue élevés qui s'expliquent par leur substrat imperméable. Par contre, les coefficients de vidange des nappes présentent des valeurs plus moyennes : ces

valeurs ne représentent pas réellement le tarissement des nappes mais une pluviométrie abondante (l'analyse du tarissement avait d'ailleurs montré que pour ces bassins, les rythmes de vidange étaient très élevés) ; en effet, l'estimation du coefficient de vidange des nappes à partir de la pente du régime intègre ces aspects, ce qui explique un coefficient modéré. Cet aspect rappelle les inconvénients de l'échelle mensuelle qui englobe nécessairement plusieurs processus dans son analyse. Les résultats de la modélisation obtenus ici à partir de valeurs calculées et non calées laissent penser qu'il serait envisageable de proposer des simulations mensuelles pour des bassins non jaugés, à condition de se limiter à des bassins de petite taille, homogènes et aux caractères très proches des bassins étudiés ici.

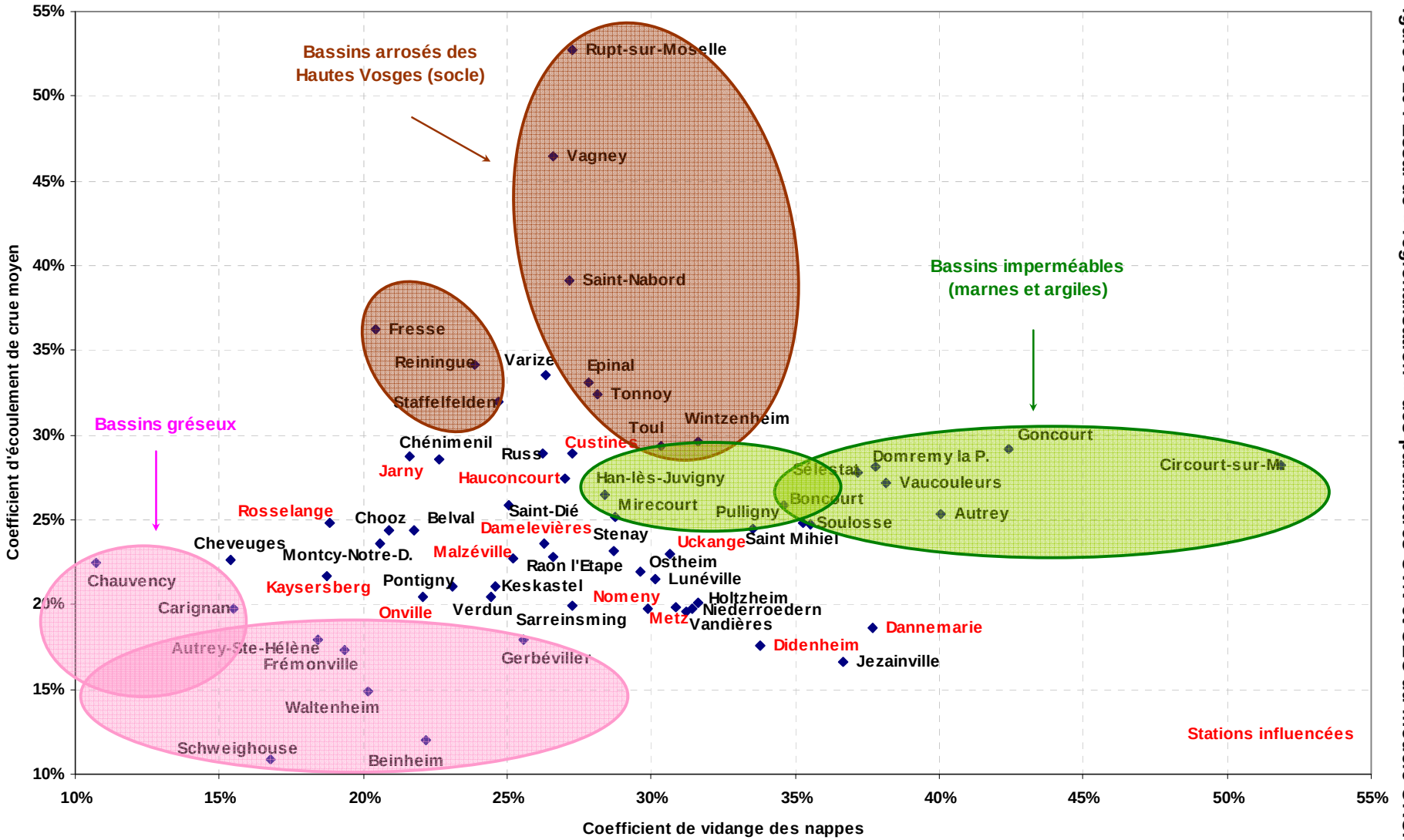


Figure 9-10 : Essai de « régionalisation » des paramètres CVN et CEC du modèle ORCHY.

Conclusion du chapitre 9

La démarche proposée ici nous paraît en définitive concluante au vu des performances du modèle et en particulier des bons résultats pour la simulation des QMNA. La qualité des simulations ne nécessite pas de calage supplémentaire du modèle et les paramètres correspondent à des valeurs calculées. Par ailleurs, les données d'entrée n'ont pas été corrigées alors que l'on pressent une forte imprécision des données d'évapotranspiration potentielle. Les résultats du modèle auraient en effet pu être améliorés parfois de manière importante si un coefficient correcteur avait été admis pour ces données. Cependant cette correction aurait risqué de compenser d'autres erreurs, notamment dans le cas des bassins anthropisés ou des erreurs de mesure. Au final, même si les valeurs proposées ne sont pas optimales elles permettent au minimum d'assister la phase d'optimisation par une bonne initialisation des paramètres de calage, en fixant des bornes pour le coefficient de vidange des nappes. Ces limites paraissent adaptées dans la plupart des cas, à l'exception des bassins versants très imperméables pour lesquels les valeurs optimisées sont plus fortes : pour ces bassins, l'architecture même du modèle devrait être modifiée, mais il ne s'agit pas des objectifs de ce travail.

Enfin, une régionalisation constituerait un autre travail, car elle ne peut pas être abordée de manière aussi sommaire et nécessite la mise en œuvre d'une méthodologie précise (cf. Laaha, 2006 ou Laaha et Blösch, 2005). Néanmoins la relation constatée entre les valeurs des paramètres et les caractéristiques physiques des bassins versants laisse augurer du caractère transposable de ce type de modélisation.

Chapitre 10
La modélisation journalière

Sommaire

I. Choix du modèle

1. Les modèles GR et le modèle GR3j

2. Inconvénient du modèle GR3j pour une représentation du tarissement

3. Adaptation de la structure du modèle empirique GR3j (Edijatno, 1991) sur fondement conceptuel

II. Calage et performance du modèle GR3j VL

1. Le paramètre imposé : coefficient de tarissement modal ou maître ?

2. Calage du modèle : importance de la valeur cible pour l'optimisation

3. Performance du modèle : des critères globaux satisfaits, une modélisation a priori performante

4. Limite de la modélisation proposée

III. Développement de la version GR3j VL2 pour représenter la variabilité des coefficients de tarissement

1. Ajout d'un réservoir d'eau gravitaire à vidange lente

2. Résultats de la modélisation journalière (GR3j VL2)

3. Limites de la modélisation proposée

Principale différence avec la modélisation mensuelle, le pas de temps journalier est adapté à une analyse des processus. La modélisation qui en résulte est nécessairement plus complexe, mais elle permet d'envisager une analyse détaillée des processus qui ne résume plus à de simples échanges de flux gérés par des paramètres globaux. Les objectifs de la modélisation journalière se rapprochent par contre de ceux de la modélisation mensuelle au sens où la performance du modèle ne constitue pas le critère déterminant. Nous souhaitons en effet aboutir à une représentation du processus du tarissement tel qu'il a été étudié dans la partie précédente (partie 3). L'idée est à nouveau d'introduire les coefficients de tarissement issus de l'analyse des hydrogrammes, pour paramétrer le débit de base provenant du réservoir d'eau gravitaire dans le modèle, et proposer une séparation des écoulements qui s'approche de celle présentée au chapitre 5.

Au pas de temps journalier, l'analyse est à l'échelle de l'épisode, donc du phénomène. L'utilisation du coefficient de tarissement dans un modèle hydrologique est mieux adaptée à cette échelle de travail car une analogie directe peut être établie entre les coefficients de tarissement, issus de l'analyse des hydrogrammes journaliers, et le paramètre de gestion du réservoir d'eau gravitaire ; de même entre le débit de base et le débit sortant de ce réservoir. L'utilisation forcée du coefficient de tarissement est cependant exigeante.

I. Choix du modèle

La modélisation pour des pas de temps différents peut difficilement être abordée à partir d'un même modèle : « chaque pas de temps a un modèle propre » (Mouelhi, 2003). Certains algorithmes peuvent être fondés sur des principes communs, mais le passage à une échelle de travail plus fine engendre nécessairement un développement du modèle. Nous n'avons pas cherché à adapter le modèle ORCHY dans sa version actuelle pour le pas de temps journalier : d'une part les algorithmes des modèles journaliers sont complexes, d'autre part il existe un nombre important de modèles journaliers disponibles et performants (Perrin, 2000). Cette modélisation est fondée sur le modèle GR3j (Edijatno, 1991).

1. Les modèles GR et le modèle GR3j

Notre choix s'est porté sur le modèle GR3j développé par le CEMAGREF (Edijatno et Michel, 1989 ; Edijatno, 1991) pour deux principales raisons : sa sobriété et ses performances. Ce modèle parcimonieux s'appuie en effet sur trois paramètres, ce qui est peu en regard des autres modèles journaliers (parmi 38 modèles comparés par Perrin (2000) le modèle GR3j est le seul à s'appuyer sur si peu de paramètres). Appliqué en France et dans de nombreux autres pays pour un large lot de bassins localisés dans des domaines climatiques différents, le modèle GR3j a par ailleurs été largement éprouvé en terme de robustesse (Edijatno et al., 1999).

Le CEMAGREF propose une importante gamme de modèles pluie-débit, qualifiés de modèles « GR » (« Génie Rural »), pour des pas de temps différents. Le premier modèle (Michel, 1983), très simple, à un paramètre (GR1j, le chiffre « 1 » se référant au nombre de paramètres du modèle) est un modèle conceptuel dans sa version originelle. Il a ensuite été progressivement développé pour améliorer ses simulations (GR3j, Edijatno et Michel, 1989 ; Edijatno, 1991) jusqu'à aboutir au modèle le plus récent GR4j (Makhlouf, 1994 ; Perrin, 2000). L'objectif privilégié de la performance a conduit ce modèle initialement conceptuel vers un modèle que l'on peut qualifier d'empirique. Il présente donc l'avantage d'être très performant, mais ne respecte pas notre approche phénoménologique. Aussi, nous proposons une structure modifiée du modèle GR3j. La dernière version du modèle (GR4j) n'a pas été retenue car le processus de vidange du réservoir d'eau gravitaire, plus sophistiqué (possibles échanges souterrains), n'est plus individualisé.

2. Inconvénient du modèle GR3j pour une représentation du tarissement

Les deux versions du modèle GR3j (Edijatno et Michel, 1989 ; Edijatno, 1991) présentent à la fois des avantages et des inconvénients à la mise en application de notre démarche :

Version de 1989 (Edijatno et Michel, 1989) : Analogie entre la vidange du modèle et les lois de tarissement, mais absence de séparation des écoulements (cf. figure 10-1)

Avantage : La première version du modèle à trois paramètres (Edijatno et Michel, 1989) est intéressante car la vidange du réservoir d'eau gravitaire est gérée par une loi de vidange qui peut être rapprochée d'une loi de tarissement.

En effet, parmi les différents types de vidange utilisés dans les modèles, on recense les formulations linéaires (loi de vidange que nous souhaitons appliquer), quadratiques et exponentielles (Michel, 2003). Le modèle GR3j, dans sa version de 1989, utilise une fonction quadratique qui peut être reliée à un coefficient de tarissement. Cette vidange correspond en effet globalement à la fonction de Tison (cf. chapitre 5, « *I. Les lois de tarissement* ») qui peut être utilisée pour ajuster les courbes de tarissement :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1+at)^2} \qquad \textit{Eq. (10-1)}$$

Où : Q_t correspond au débit au temps *t*
Q_0 au débit de départ
α au coefficient de tarissement
t au temps (en jours)

La formulation utilisée dans GR3j (Edijatno et Michel, 1989) est très proche :

$$Q_b = \frac{R^2}{(R+B)} \qquad \textit{Eq. (10-2)}$$

Où : Q_b correspond au débit de base généré par le modèle ;
R au niveau de remplissage du réservoir d'eau gravitaire du modèle ;
B à la capacité maximale du réservoir d'eau gravitaire.

Le débit de nappe dépend du niveau du réservoir d'eau gravitaire, ce qui est comparable à la loi de Tison pour laquelle le coefficient de tarissement est lié au débit de départ Q_0 de la phase.

Inconvénient : Cette version du modèle ne distingue pas le processus de ruissellement car l'intégralité des écoulements est gérée par le réservoir d'eau gravitaire : la loi de vidange quadratique permet en effet de simuler à la fois les processus de décrue, ressuyage et tarissement. Cet inconvénient majeur avait déjà évoqué dans la présentation des lois de tarissement (chapitre 5, I.) : il nous avait paru souhaitable d'identifier la décroissance liée au tarissement en la maintenant dissociée des autres décroissances influencées par de l'écoulement superficiel.

Cet aspect de la structure ne peut donc pas répondre à nos objectifs d'individualisation de l'écoulement de base et du tarissement.

Version de 1991 (Edijatno, 1991) : Séparation des écoulements mais loi de vidange empirique (cf. figure 10-1)

Avantage : Cette version ultérieure du modèle est préférée car elle distingue l'écoulement de crue (écoulement pseudo-direct dans le modèle) de l'écoulement de nappe (l'écoulement de crue est qualifié de « pseudo-direct » car il ne s'agit pas d'un prélèvement direct d'une part des précipitations ; celui-ci dépend de l'état de saturation du sol). Cette version répond donc mieux à nos attentes car elle propose une séparation des écoulements et permet de représenter individuellement le processus du tarissement.

Inconvénient : Le développement du modèle a engendré la modification de la vidange quadratique vers une vidange aux fondements empiriques, donc difficiles à rapprocher d'une loi de tarissement. Par ailleurs, la séparation entre la part d'eau qui produit le ruissellement et celle qui alimente le réservoir d'eau gravitaire est imposée : 10 % pour l'écoulement pseudo-direct et 90 % pour le réservoir d'eau gravitaire. Or, l'analyse des hydrogrammes et la séparation des écoulements a montré une importante diversité des bassins versants, structurelle et pluviométrique, à l'opposé d'une représentation unique.

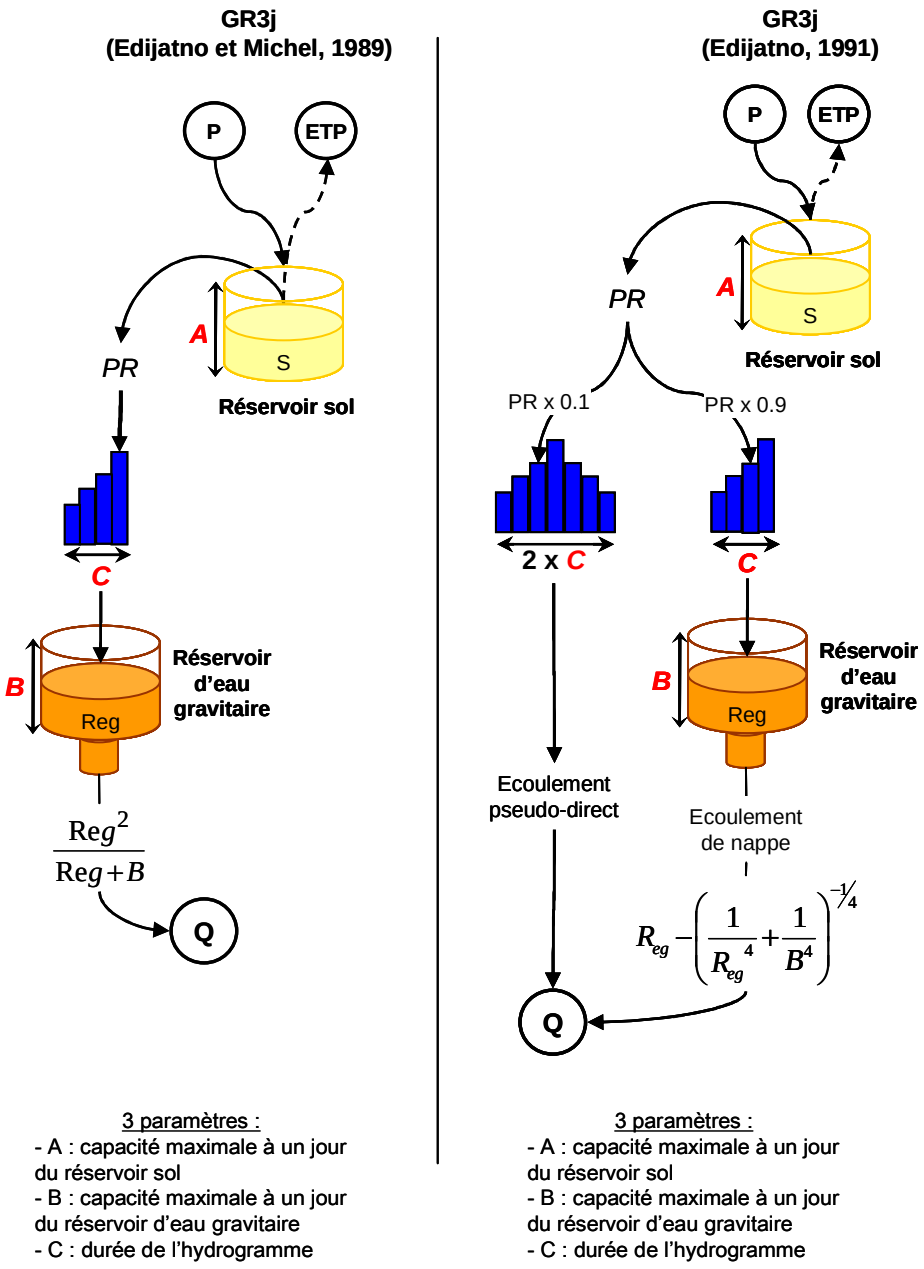
Nous nous appuyons en définitive sur la seconde version de GR3j (Edijatno, 1991) en y introduisant une modification de la gestion du réservoir gravitaire et un paramétrage de la séparation de la pluie nette.

3. Adaptation de la structure du modèle empirique GR3j (Edijatno, 1991) sur fondement conceptuel (cf. figure 10-3)

La fonction de production du modèle GR3j peut être conservée telle quelle, par contre la fonction de transfert doit être modifiée. L'adaptation du modèle à nos paramètres passe par :

- Le paramétrage de la fonction de production de la pluie nette (écoulement pseudo-direct) ;
- La modification de la loi de vidange du réservoir d'eau gravitaire ;
- L'ajout d'un réservoir supplémentaire pour réserver un réservoir à vidange lente au tarissement.

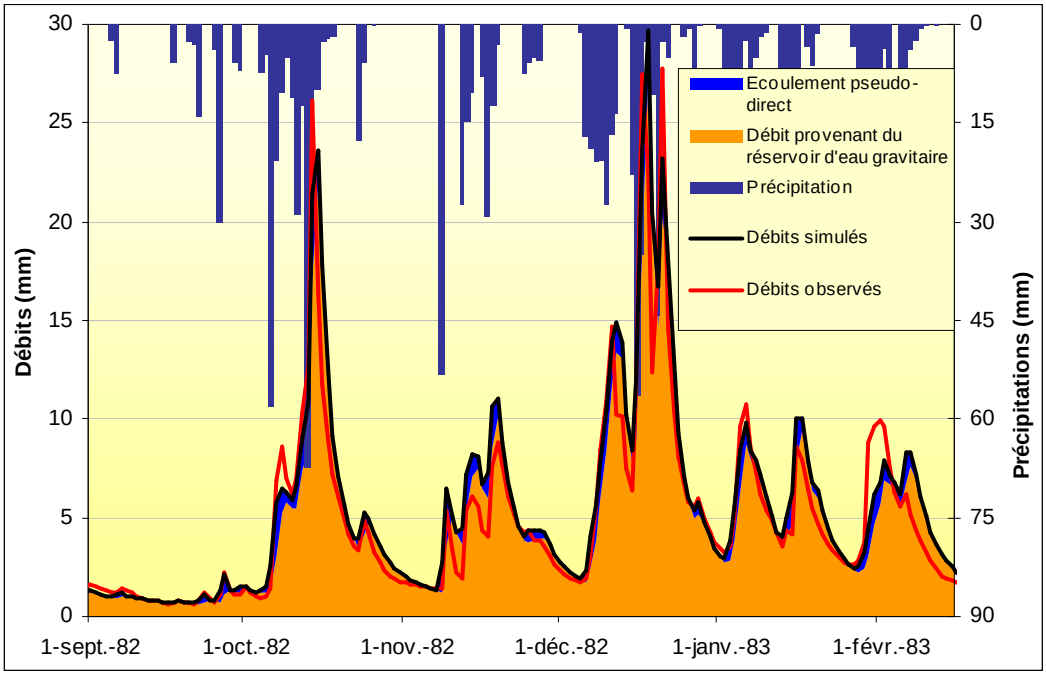
Figure 10-1 : Algorithmes du modèle GR3j.



Aménagement du modèle GR3j en vidange linéaire

Le réservoir de routage utilisé dans GR3j (1991) propose une vidange dont la fonction permet de simuler dans une même procédure, à la fois les phases de décrue, de ressuyage, et les phases de tarissement (figure 10-2). Pour que les débits produits par le réservoir d'eau gravitaire correspondent à notre définition du débit de base (écoulement de nappe exclusivement), nous introduisons une fonction de vidange dite linéaire à partir d'un coefficient de vidange des nappes (CVN) déduit de nos coefficients de tarissement (cf. chapitre 9, équation 9-3 : $Cv = (1 - e^{-\alpha})$).

Figure 10-2 : Simulation réalisée avec le modèle GR3j (Edijatno, 1991) – La Moselle à Epinal, années 1982-1983.



Ajout d'un réservoir de ruissellement différé

Un réservoir dont le rôle est de simuler les phases de crue, décrue, et ressuyage, en plus de la pluie efficace affectée au ruissellement pseudo-direct, doit être ajouté. Nous le désignons par « réservoir de ruissellement différé ». La gestion de ce réservoir est inspirée d'autres modèles (notamment le modèle de Boorman, Perrin, 2000 ; GARDENIA, Normand et al., 2005) avec une percolation vers le réservoir d'eau gravitaire définie par une constante (CP) et une vidange latérale paramétrée par un coefficient appelé coefficient de vidange rapide (CVR). Cette vidange contribue donc au ruissellement pseudo-direct. La constante de percolation permet de vider complètement le réservoir de ruissellement différé. Elle correspond à l'unique mode d'alimentation du réservoir d'eau gravitaire.

La comparaison des figures 10-2 et 10-4 permet d'observer la différence entre la répartition des écoulements du modèle GR3j et celle obtenue après modification de sa structure. Cette nouvelle version (figure 10-3) répond mieux à notre démarche et propose une séparation classique des écoulements (Ven Te Chow et al., 1988).

Figure 10-3 : Algorithme du modèle GR3j modifié : le modèle GR3j VL.

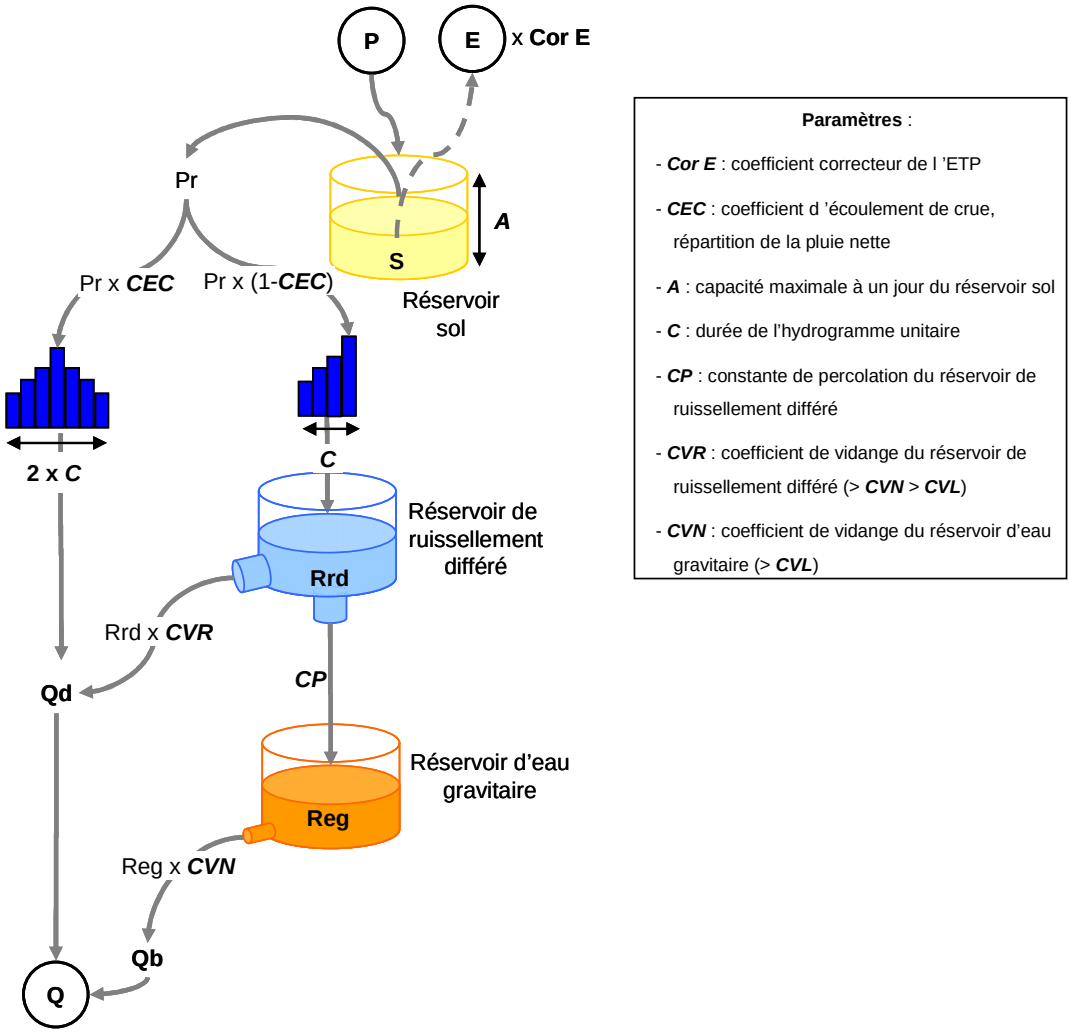
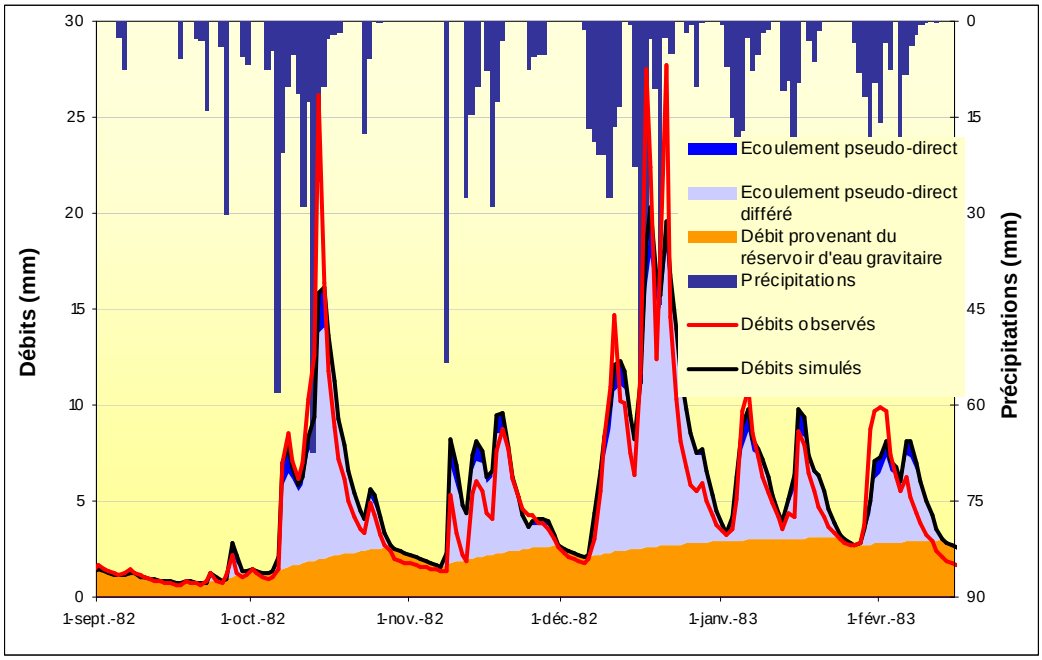


Figure 10-4 : Simulation réalisée avec le modèle GR3j modifié (GR3j VL) – La Moselle à Epinal, années 1982-1983.



Les paramètres du modèle

Le modèle nécessite, dans sa version modifiée, cinq paramètres à caler :

Deux de la version d'origine de GR3j :
- **A** : capacité maximale à un jour du réservoir sol ;
- **C** : durée de l'hydrogramme unitaire ;

Deux nouveaux :
- **CP** : Constante de Percolation du réservoir de ruissellement différé ;
- **CVR** : Coefficient de Vidange Rapide pour la vidange du réservoir de ruissellement différé ; ce coefficient de vidange rapide doit nécessairement être plus élevé que CVN car le rythme de vidange de ce réservoir doit être supérieur, par définition, à celui du réservoir d'eau gravitaire ;

Un modifié :
- **CEC** : Coefficient d'Ecoulement de Crue ; ce paramètre règle la répartition de la pluie nette fixée dans GR3j à 10 % pour l'écoulement pseudo-direct et 90 % pour l'alimentation du réservoir d'eau gravitaire ;

Un paramètre de calage qui devient une variable observée
- **CVN** : Coefficient de Vidange des Nappes pour la vidange du réservoir d'eau gravitaire (dans GR3j le paramètre de gestion de ce réservoir correspondait à la capacité maximale du réservoir). CVN n'est plus un paramètre au sens où il ne s'agit pas d'une valeur calée mais provient de l'analyse préalable des tarissements (cf. partie 3).

Nous ajoutons par ailleurs une correction de l'évapotranspiration potentielle (**Cor E**) pour compenser l'absence de spatialisation (l'objectif est différent de la modélisation mensuelle car des procédures de calage sont ici entreprises et une correction de l'ETP peut être nécessaire).

Pour bien dissocier les deux modèles par la suite, nous appellerons la version modifiée GR3j VL (pour Vidange Linéaire).

II. Calage et performance du modèle GR3j VL

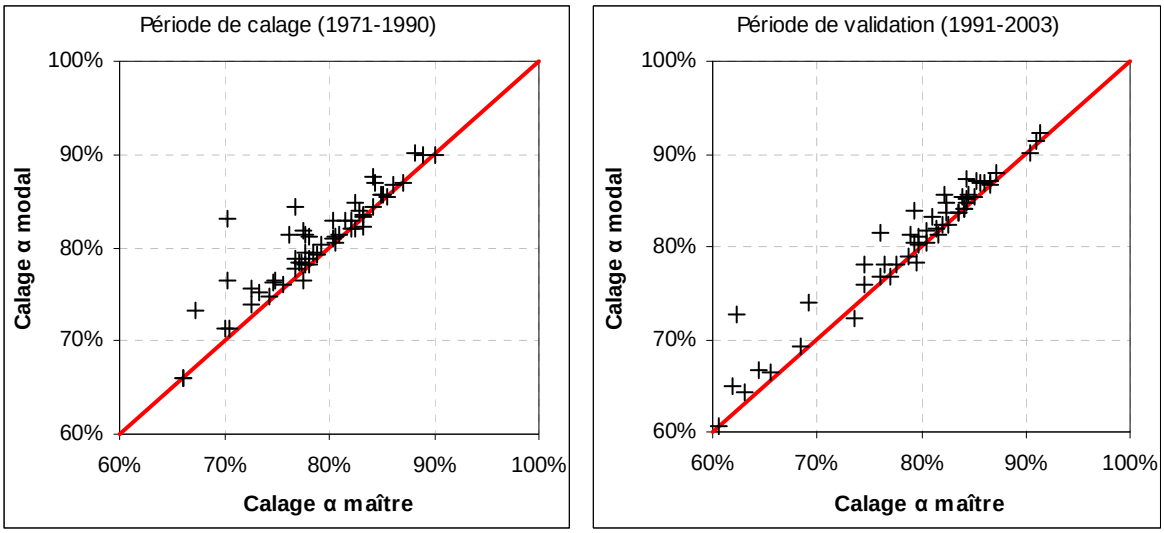
Le modèle journalier est calé sur la période 1971-1990. La validation s'opère à partir de la période 1991-2003 (cf. annexe 10-1).

1. Le paramètre imposé : coefficient de tarissement modal ou maître ?

Nous avons proposé au chapitre 6 deux valeurs représentatives du coefficient de tarissement : l'un issu de la courbe maîtresse de tarissement (maître), l'autre issu d'une analyse statistique (modal). Nous avons testé ces deux coefficients dans le modèle journalier par calage des cinq autres paramètres à l'aide du critère de Nash et de la méthode du Simplex (Porte, 2002).

La modélisation journalière présente clairement de meilleurs résultats en utilisant les coefficients modaux, comme en attestent des valeurs plus élevées de Nash (figure 10-5). Sur la vérification graphique qui a été réalisée afin de cibler plus précisément le tarissement, nous avons pu constater que les débits simulés décroissaient globalement plus rapidement que les débits observés avec les coefficients de tarissement maîtres.

Figure 10-5 : Comparaison par le critère de Nash de la performance du modèle GR3j VL en fonction du coefficient de tarissement imposé (modal ou maître) – Résultats des 58 bassins versants modélisés.



Cette observation rejoint les conclusions de l'analyse du tarissement qui montrait dans quelle mesure la courbe maîtresse de tarissement assigne beaucoup de poids aux valeurs les plus fortes, aboutissant parfois à un coefficient de tarissement maître significativement plus élevé que le coefficient modal. La modélisation journalière, qui présente des simulations plus satisfaisantes à partir des coefficients modaux, permet de conforter la réalité de ces coefficients pour représenter le comportement moyen des cours d'eau en tarissement. Le modèle journalier se fonde donc en définitive sur ce coefficient de tarissement modal.

2. Calage du modèle : importance de la valeur cible pour l'optimisation

Les coefficients de tarissement modaux sont imposés dans le modèle journalier mais les autres paramètres du modèle ont dû être optimisés. Les méthodes d'optimisation des paramètres ne font pas l'objet de ce travail et le calage est réalisé, comme indiqué précédemment, de manière automatique à partir de la méthode du Simplex (un calage manuel n'aurait pas été envisageable au vu du nombre de paramètres du modèle, a fortiori du nombre de bassins ; la méthode du Simplex est par ailleurs fréquemment utilisée pour le calage des modèles). Par contre, une attention doit être apportée à la valeur cible désignée pour l'optimisation (choix du critère à optimiser).

Un premier calage, réalisé sur le critère de Nash calculé à partir des valeurs brutes, a montré de mauvais résultats pour les basses eaux : le critère calculé sur l'ensemble de l'année (figure 10-6) apparaît généralement bon (66 % des stations ont un critère supérieur à 80 %) mais ces valeurs élevées masquent des simulations médiocres pour la période de basses eaux (figure 10-7 : les critères de Nash, calculés pour la période de basses eaux, montrent que pour près de 50 % des stations le critère est inférieur à 60 %).

Figure 10-6 : Performance du modèle en fonction de la valeur cible optimisée : Nash calculé sur les valeurs brutes ou logarithmiques : Nash calculé sur l'ensemble de l'année et pour la période de validation 1990-2003.

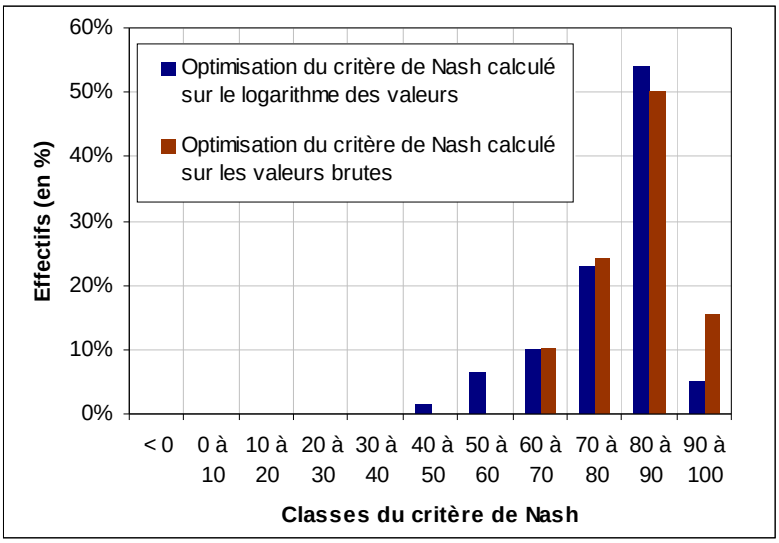
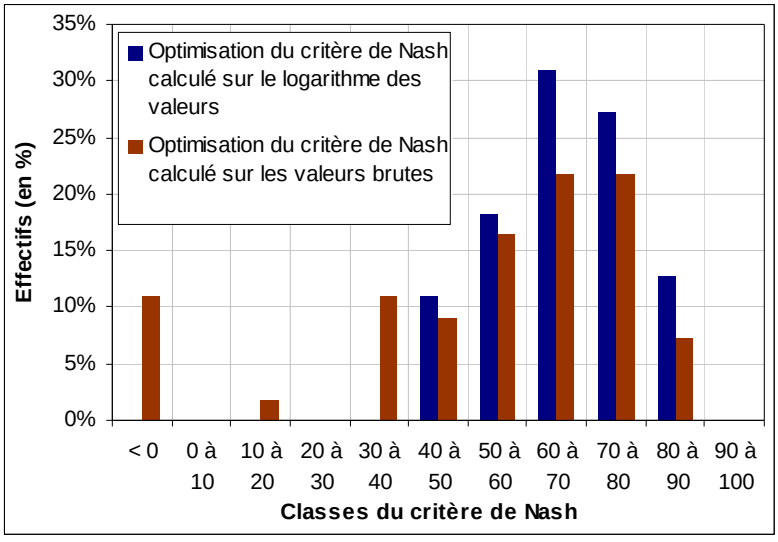


Figure 10-7 : Performance du modèle en fonction de la valeur cible optimisée : Nash calculé sur les valeurs brutes ou logarithmiques : Nash calculé sur la période de basses eaux (de mai à octobre) et pour la période de validation 1990-2003.



L'optimisation d'un modèle pour la simulation des débits d'étiage nécessite un paramétrage particulier qui permette d'ajuster de manière plus satisfaisante les débits les plus bas. Perrin (2000) préconise l'utilisation du critère de Nash calculé sur le logarithme des valeurs pour l'ajustement des débits d'étiage. Cette modification est en effet plus exigeante pour les valeurs de débits les plus faibles.

L'optimisation à partir de ce critère modifié donne des valeurs de Nash, calculées sur l'ensemble de l'année, comparables à celles obtenues à partir d'une optimisation sur les valeurs brutes (figure 10-6). Par contre, le critère calculé uniquement pour la période de basses eaux montre un gain significatif (figure 10-7). Le modèle a donc été calé par optimisation du critère de Nash calculé sur le logarithme des valeurs.

3. Performance du modèle : des critères globaux satisfaits, une modélisation a priori performante

Les performances du modèle GR3j VL évaluées à partir du critère de Nash montrent d'une manière générale de bons résultats, à l'exception des cours d'eau de l'Yron à Jarny (influence des exhaures), du Madon à Mirecourt (problèmes de données), de la Nied à Varize et des bassins gréseux de la Zorn à Waltenheim et de la Moder à Schweighouse. Le tableau 10-1 rassemble ces résultats pour l'ensemble des stations. On peut également constater que la reconstitution des lames d'eau est assez facile à respecter.

Les hydrogrammes simulés par le modèle GR3j VL apparaissent satisfaisants dans leur globalité, en termes de bilan. L'évaluation de la performance du modèle par des critères globaux n'est toutefois pas suffisante car il s'agit de valeurs moyennes, qui peuvent masquer d'importantes disparités et des résultats médiocres.

4. Limite de la modélisation proposée

Le modèle GR3j VL s'adapte de façon satisfaisante à certains cours d'eau, notamment ceux drainant des milieux très imperméables et montrant généralement des coefficients de tarissement forts. En revanche, et surtout sur les bassins aux réserves souterraines puissantes, il présente de manière récurrente de mauvaises simulations pour les débits les plus bas (exemple figure 10-8) : elles traduisent un biais important, d'autant plus sensible que l'étiage est sévère, dans les valeurs les plus basses des corrélations entre les débits journaliers observés et simulés, figure 10-9).

Dans le cadre d'une simulation des débits d'étiage, ce biais n'est pas acceptable. Nous avons calé parallèlement le modèle GR3j (Edijatno, 1991) sur les mêmes bases d'optimisation pour vérifier ses performances en basses eaux : l'absence de biais pour les débits les plus bas indique que les mauvaises simulations de notre modèle ont une origine intrinsèque à sa structure et ne sont pas imputables à la méthode d'optimisation ou à la valeur cible choisie.

Tableau 10-1 : Critère de Nash et lames d'eau moyennes annuelles.

Cours d'eau	Station	Nash calculé sur le logarithme des débits		Lame d'eau observée (en mm)	Lame d'eau simulée (en mm)	Ecart entre les lames d'eau (en mm)	Rapport entre les lames d'eau (en %)
		Période de calage (1971-1990)	Période de validation (1991-2003)				
Madon	Mirecourt	76%	44%	301	298	3	99%
Zorn	Waltenheim	71%	55%	571	561	10	98%
Nied Allemande	Varize	66%	55%	154	157	-3	102%
Yron	Jarny	73%	57%	282	256	26	91%
Moder	Schweighouse	75%	59%	429	418	11	97%
Rupt de Mad	Onville	74%	61%	378	375	3	99%
Seille	Nomeny	79%	64%	343	310	33	90%
Nied Française	Pontigny	81%	65%	432	405	27	94%
Sarre	Keskastel	78%	67%	465	451	14	97%
Largue	Dannemarie	66%	67%	380	331	49	87%
Ill	Didenheim	71%	69%	546	534	12	98%
Meurthe	Malzéville	82%	72%	492	483	9	98%
Orne	Rosselange	83%	73%	310	382	-72	123%
Seltzbach	Niederroedern	76%	74%	293	313	-20	107%
Sauer	Beinheim	76%	76%	313	283	30	90%
Madon	Pulligny	78%	77%	1041	1007	34	97%
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	83%	77%	1015	1029	-14	101%
Sarre	Sarreinsming	81%	78%	386	383	3	99%
Brénon	Autrey	81%	78%	370	322	48	87%
Moselle	Fresse	78%	78%	372	324	48	87%
Vologne	Chénimenil	77%	78%	474	458	16	97%
Doller	Reiningue	72%	78%	380	387	-7	102%
Vair	Soulosse	76%	79%	287	250	37	87%
Mortagne	Gerbéviller	81%	80%	211	173	38	82%
Moselotte	Vagney	80%	80%	714	699	15	98%
Seille	Metz	79%	80%	325	295	30	91%
Weiss	Kaysersberg	79%	81%	393	392	1	100%
Chiers	Chauvency	83%	81%	450	442	8	98%
Moselle	Rupt-sur-Moselle	80%	81%	233	215	18	92%
Thur	Staffelfelden	77%	81%	432	419	13	97%
Mouzon	Circourt-sur-Mouzon	78%	82%	437	415	22	95%
Bruche	Holtzheim	81%	82%	279	271	8	97%
Meuse	Vaucouleurs	85%	82%	279	282	-3	101%
Fecht	Wintzenheim	78%	82%	322	286	36	89%
Chiers	Carignan	80%	83%	458	435	23	95%
Meuse	Montcy-Notre-Dame	82%	84%	210	206	4	98%
Esch	Jezainville	84%	84%	373	348	25	93%
Meuse	Chooz	79%	84%	643	666	-23	104%
Vezouze	Lunéville	84%	84%	252	208	44	83%
Meurthe	Damelevières	82%	84%	319	299	20	94%
Moselle	St-Nabord	87%	84%	1446	1415	31	98%
Meurthe	St-Dié	84%	85%	895	855	40	96%
Meuse	Domremy-la-Pucelle	82%	85%	383	363	20	95%
Meurthe	Raon l'Etape	87%	85%	701	708	-7	101%
Moselle	Epinal	84%	85%	1280	1258	22	98%
Meuse	Goncourt	81%	85%	308	277	31	90%
Loison	Han-lès-Juvigny	87%	86%	297	294	3	99%
Giessen	Sélestat	82%	86%	429	351	78	82%
Moselle	Toul	85%	87%	328	311	17	95%
Bruche	Russ	83%	87%	703	666	37	95%
Moselle	Hauconcourt	86%	87%	220	221	-1	100%
Moselle	Custines	86%	87%	357	345	12	97%
Orne	Boncourt	83%	87%	612	598	14	98%
Bar	Cheveuges	88%	87%	1492	1396	96	94%
Fecht	Ostheim	75%	88%	70	53	17	76%
Moselle	Tonnoy	90%	90%	403	363	40	90%
Meuse	Stenay	90%	91%	291	280	11	96%
Meuse	St-Mihiel	90%	92%	718	688	30	96%

Figure 10-8 : Simulation réalisée à partir du modèle GR3j VL – La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène en 2003 – Les débits simulés les plus bas sous-estiment les débits observés.

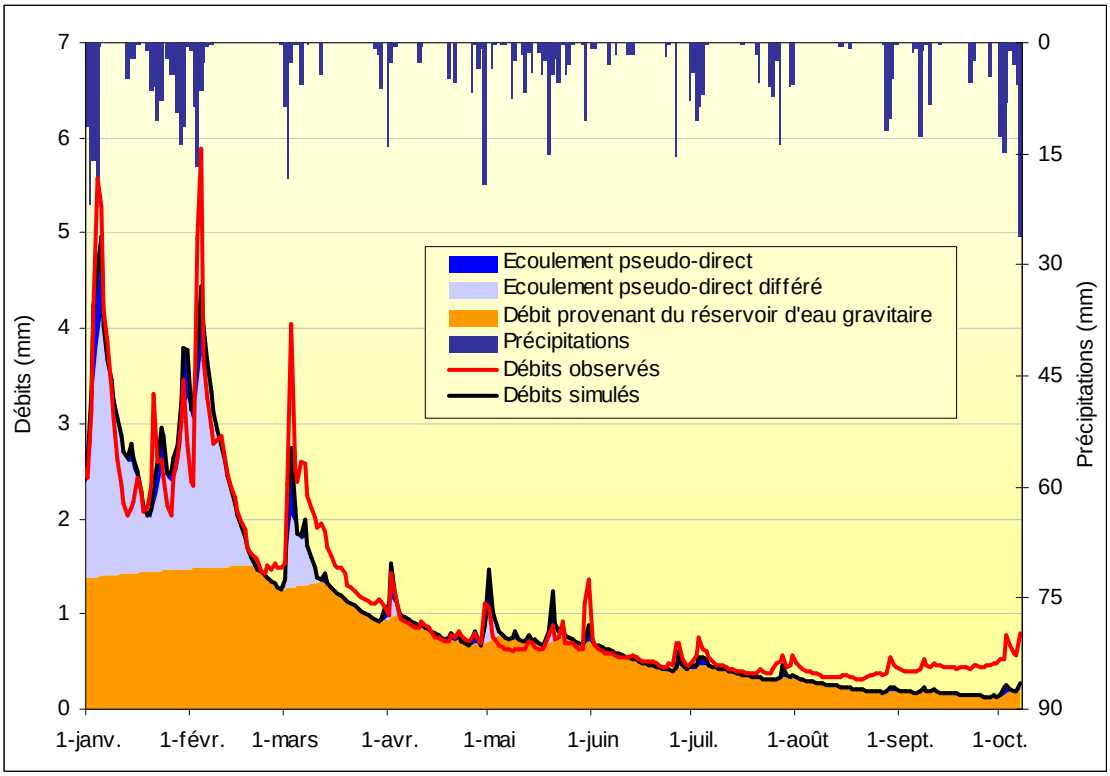
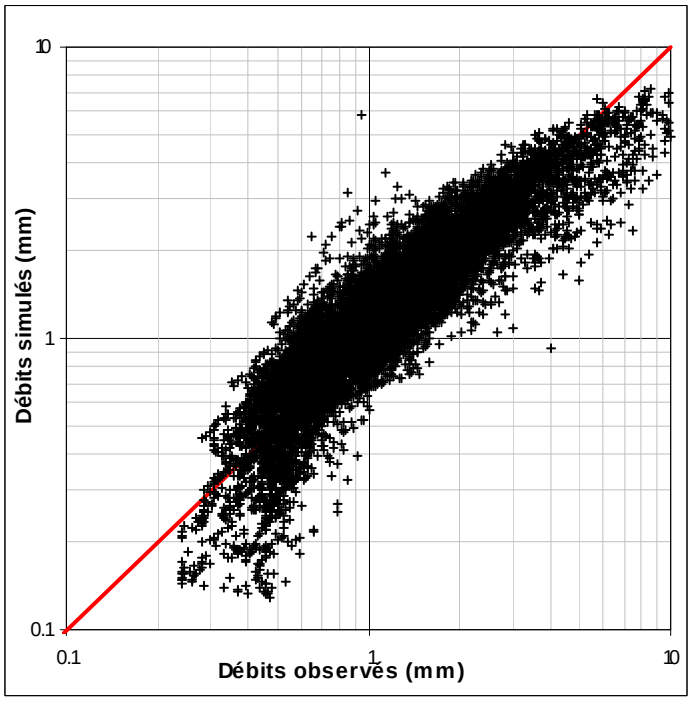


Figure 10-9 : Corrélation entre les débits simulés par le modèle GR3j VL et les débits observés- La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (période 1971-2003) – Le graphique de corrélation montre un biais important dans les valeurs les plus basses – Pour pouvoir observer ce biais le graphique présente l'intégralité de la période d'étude et pas uniquement la période de validation, car les débits marquant le biais correspondent aux étiages de référence, donc en particulier 1976 et 2003.



Le coefficient de tarissement unique à l'origine des mauvaises simulations en étiage

La variabilité des coefficients de tarissement démontrée au chapitre 6 n'est pas prise en compte dans le modèle car l'écoulement de nappe est produit par un seul réservoir paramétré par un coefficient unique (le coefficient modal). Par conséquent, la décroissance du débit de base se fait nécessairement toujours au même rythme. La vidange linéaire imposée pour répondre à notre démarche ne reflète donc pas la variabilité des coefficients de tarissement démontrée précédemment et liée, entre autres hypothèses, à la vidange combinée de plusieurs réservoirs (Roche, 1963). On peut admettre que lors d'étiages sévères, la décroissance moins rapide de l'écoulement résiduel provienne de réserves vraisemblablement plus profondes et peut être plus importantes, à vidanges plus lente mais difficilement quantifiables, car plus rarement observées. Cette hypothèse pourrait expliquer les mauvaises simulations lors des étiages sévères, car durant ces périodes le coefficient de tarissement modal apparaîtrait vraisemblablement trop fort.

A partir de ce raisonnement, nous proposons d'améliorer la structure du modèle GR3j VL afin de reproduire la variabilité du coefficient de tarissement et de corriger les biais dans les simulations des débits d'étiage.

III. Développement de la version GR3j VL2 pour représenter la variabilité des coefficients de tarissement

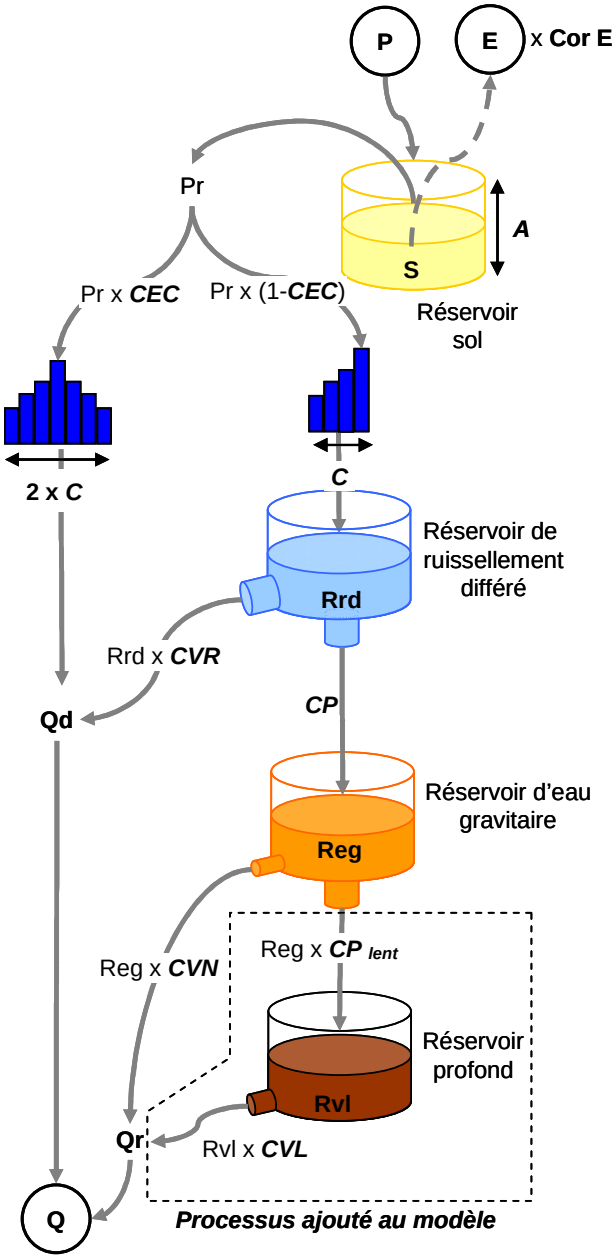
Il serait intéressant de déterminer dans quelle mesure la variabilité des rythmes de tarissement pourrait être prise en compte par le modèle. Par ailleurs, les résultats médiocres obtenus pour certains bassins versants gréseux nous encouragent à poursuivre le développement de la structure du modèle pour proposer une réponse conceptuelle utilisant toujours les coefficients de tarissement observés. Les objectifs de la modélisation, tout en restant identiques, s'accompagnent également d'une recherche des nuances spatiales et donc géologiques de la transposabilité permise par le nombre et la diversité des bassins versants dont nous disposons.

Pour pallier la sous-estimation des débits les plus bas, nous ajoutons un réservoir à vidange très lente assurant le soutien des débits et fournissant un tarissement combiné qui permette de produire une variabilité des rythmes de vidange. Afin de distinguer cette version à deux réservoirs d'eau gravitaire de la version précédente (GR3j VL), nous l'appellerons « GR3j VL2 ».

1. Ajout d'un réservoir d'eau gravitaire à vidange lente

Un réservoir supplémentaire, que nous appelons « réservoir à vidange lente » est ajouté sous le réservoir d'eau gravitaire (figure 10-10). Il est alimenté par ce dernier par le biais d'un coefficient de percolation (CP_{lent}). Ce réservoir profond se vidange latéralement par un coefficient de vidange nécessairement plus lent que celui du réservoir d'eau gravitaire (CVL). Outre la part du ruissellement (pseudo-direct et différé), les débits simulés sont donc produits à présent par le cumul de la vidange de deux réservoirs pour le débit de base.

Figure 10-10 : Algorithme du modèle GR3j VL2.



Paramètres :

- ***Cor E*** : coefficient correcteur de l 'ETP
- ***CEC*** : coefficient d 'écoulement de crue, répartition de la pluie nette
- ***A*** : capacité maximale à un jour du réservoir sol
- ***C*** : durée de l'hydrogramme unitaire
- ***CP*** : constante de percolation du réservoir de ruissellement différé
- ***CVR*** : coefficient de vidange du réservoir de ruissellement différé (> ***CVN*** > ***CVL***)
- ***CVN*** : coefficient de vidange du réservoir d'eau gravitaire (> ***CVL***)

- ***CP lent*** : coefficient de percolation du réservoir d'eau gravitaire
- ***CVL*** : coefficient de vidange du réservoir profond

2. Résultats de la modélisation journalière (GR3j VL2, cf. annexe 10-1)

L'inconvénient majeur de l'ajout d'un réservoir supplémentaire réside dans l'ajout de deux paramètres : le coefficient de percolation et le coefficient de vidange de ce réservoir profond. De plus, les coefficients de tarissement modaux ne peuvent plus être utilisés pour paramétrer le réservoir d'eau gravitaire : en effet, associées à une vidange plus lente, ces valeurs sont désormais trop faibles pour reproduire une valeur moyenne proche des coefficients modaux. Tous les paramètres du modèle (8 au total) doivent désormais être définis par calage.

Points forts de la modélisation : une cohérence des résultats des deux modélisations

Les performances du modèle sont évaluées dans un premier temps de manière globale. Bien qu'il ne s'agisse pas de l'objectif premier, le développement du modèle doit être justifié en termes de performances : « l'ajout de composantes nouvelles dans la structure du modèle ne peut être acceptable que dans la mesure où cela augmente de façon significative la pertinence du modèle et sa robustesse » (Nash et Sutcliffe, 1970, repris par Perrin, 2000).

Les critères de Nash, calculés sur la période de validation, sont comparés à ceux du modèle GR3j VL. Le tableau 10-2 classe les stations par ordre croissant de gain de performance. Les résultats sont contrastés, mais ils apparaissent cohérents avec ce que l'on pouvait attendre d'une vidange lente :

- Les bassins versants pour lesquels les gains sont significatifs correspondent aux milieux gréseux (en excluant les stations anthropisées). En effet, pour les cours d'eau alimentés par la nappe des grès, la représentation de cette nappe dans le modèle permet un soutien régulier des débits. Le découpage de l'hydrogramme rejoint les interprétations du chapitre 7 qui s'intéressait, en exemple, au tarissement de la Mortagne : on identifie d'une part un écoulement de nappe au rythme de tarissement variable, pouvant subir des recharges tout au long de l'année, et qui peut représenter l'écoulement de plusieurs compartiments de la réserve hydrologique ; d'autre part, l'écoulement de la nappe « profonde », appréhendé par l'analyse des courbes enveloppes, est également représenté par le second réservoir qui présente un tarissement lent et une recharge saisonnière ;

- A l'inverse, pour les cours d'eau drainant des milieux très imperméables, l'ajout d'un réservoir à vidange lente fait diminuer la performance du modèle : en fait elle ne se justifie pas d'un point de vue conceptuel puisque ces bassins versants ne disposent pas de nappe permettant un soutien des débits ; pour preuve, les simulations obtenues montrent une contribution très minime de ce réservoir.

Correction des biais

Les résultats s'avèrent également satisfaisants car la modification de la structure du modèle a permis de supprimer le biais visible sur les graphiques de corrélation (cf. exemples figure 10-11). Les graphiques de simulation permettent de comparer les résultats (figure 10-12 à comparer avec la figure 10-8) : dans le cas d'une année sévère comme 2003 l'ajout du réservoir permet un meilleur soutien des débits d'étiage.

Tableau 10-2 : Comparaison entre les critères de Nash des modèles GR3j VL et GR3j VL2.

Cours d'eau	Station	Nash calculé sur le logarithme des débits - Période de validation (1991-2003)		Ecart entre les deux modélisations	Evolution entre les 2 modèles : (+) : Amélioration des performances (-) : Diminution des performances ≈ : Pas de changement significatif
		GR3j VL	GR3j VL2		
Weiss	Kaysersberg	81%	71%	-10%	(-)
Meurthe	Damelevières	84%	77%	-7%	(-)
Largue	Dannemarie	67%	61%	-6%	(-)
Moselle	Custines	87%	83%	-4%	(-)
Bruche	Holtzheim	82%	78%	-4%	(-)
Fecht	Ostheim	88%	84%	-4%	(-)
Brénon	Autrey	78%	75%	-3%	(-)
Meuse	Goncourt	85%	84%	-2%	(-)
Moselle	Fresse	78%	76%	-2%	(-)
Orne	Boncourt	87%	86%	-1%	(-)
Giessen	Sélestat	86%	86%	0%	≈
Thur	Staffelfelden	81%	81%	0%	≈
Bar	Cheveuges	87%	87%	0%	≈
Moselle	Tonnoy	90%	91%	0%	≈
Bruche	Russ	87%	87%	1%	≈
Meuse	Stenay	91%	92%	1%	≈
Meuse	Saint Mihiel	92%	93%	1%	≈
Moselle	St-Nabord	84%	85%	1%	≈
Meurthe	Malzéville	72%	73%	1%	≈
Moselle	Epinal	85%	87%	1%	≈
Esch	Jezainville	84%	85%	1%	≈
Mouzon	Circourt-sur-Mouzon	82%	83%	1%	≈
Moselle	Rupt-sur-Moselle	81%	83%	1%	≈
Moselotte	Vagney	80%	82%	1%	≈
Chiers	Chauvency	81%	83%	1%	≈
Loison	Han-lès-Juvigny	86%	87%	1%	≈
Vair	Soulosse	79%	81%	2%	(+)
Orne	Rosselange	73%	75%	2%	(+)
Meuse	Domremy la Pucelle	85%	87%	2%	(+)
Fecht	Wintzenheim	82%	85%	2%	(+)
Moselle	Toul	87%	89%	2%	(+)
Moselle	Hauconcourt	87%	89%	3%	(+)
Meurthe	St-Dié	85%	87%	3%	(+)
Meurthe	Raon l'Etape	85%	88%	3%	(+)
Vologne	Chénimenil	78%	82%	3%	(+)
Seltzbach	Niederroedern	74%	77%	3%	(+)
Ill	Didenheim	69%	73%	3%	(+)
Nied Allemande	Varize	55%	59%	4%	(+)
Meuse	Montcy-Notre-Dame	84%	88%	4%	(+)
Meuse	Vaucouleurs	82%	86%	4%	(+)
Vezouze	Lunéville	84%	88%	4%	(+)
Chiers	Carignan	83%	88%	5%	(+)
Meuse	Chooz	84%	89%	5%	(+)
Mortagne	Gerbéviller	80%	86%	5%	(+)
Madon	Pulligny	77%	83%	6%	(+)
Nied Française	Pontigny	65%	71%	6%	(+)
Seille	Metz	80%	87%	7%	(+)
Mortagne	Autrey-Ste-Hélène	77%	84%	7%	(+)
Madon	Mirecourt	44%	51%	7%	(+)
Sarre	Sarreinsming	78%	86%	8%	(+)
Sarre	Keskastel	67%	76%	9%	(+)
Sauer	Beinheim	76%	85%	10%	(+)
Yron	Jarny	57%	70%	12%	(+)
Rupt de Mad	Onville	61%	77%	16%	(+)
Seille	Nomeny	64%	81%	17%	(+)
Zorn	Waltenheim	55%	74%	20%	(+)
Moder	Schweighouse	59%	82%	23%	(+)

Figure 10-11 : Corrélation entre les débits journaliers simulés et observés – La nouvelle version du modèle permet de corriger les biais car l'ajout d'un réservoir à vidange lente permet de soutenir les débits durant les étiages les plus sévères.

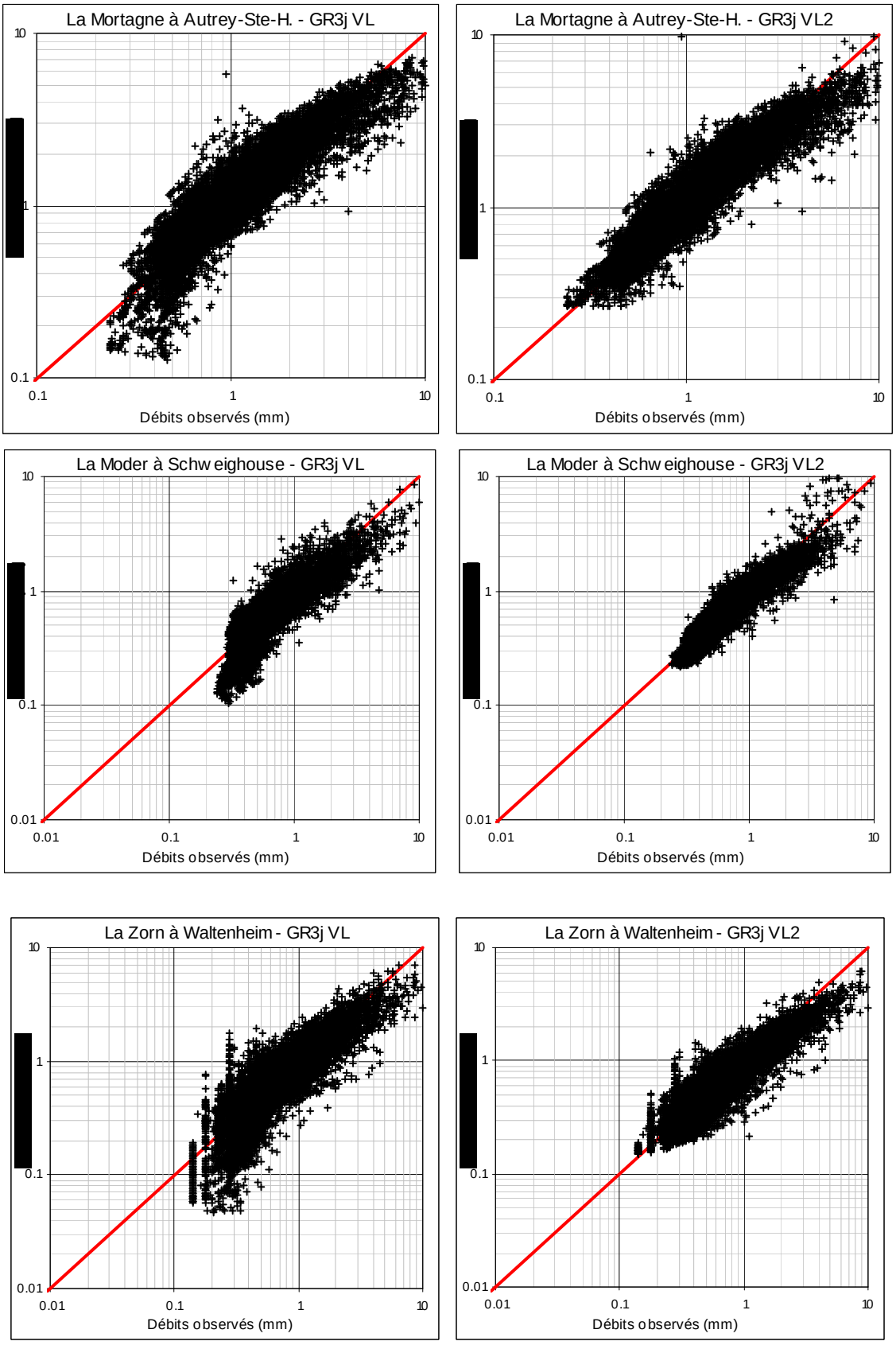
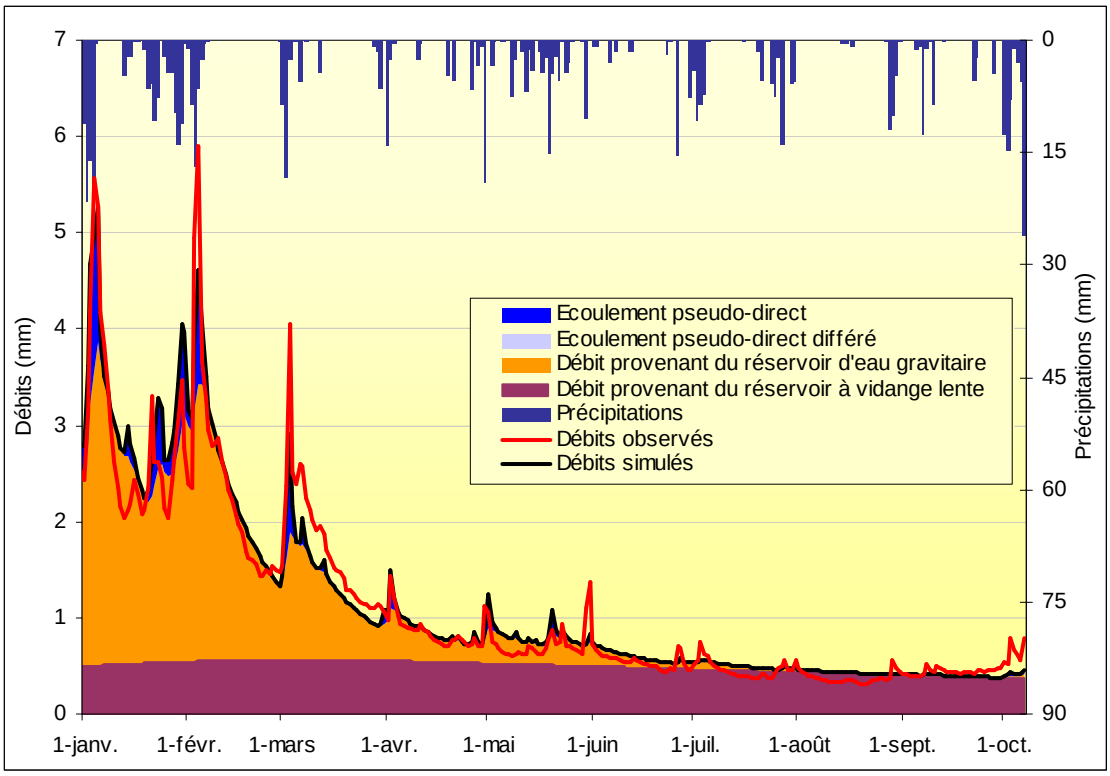


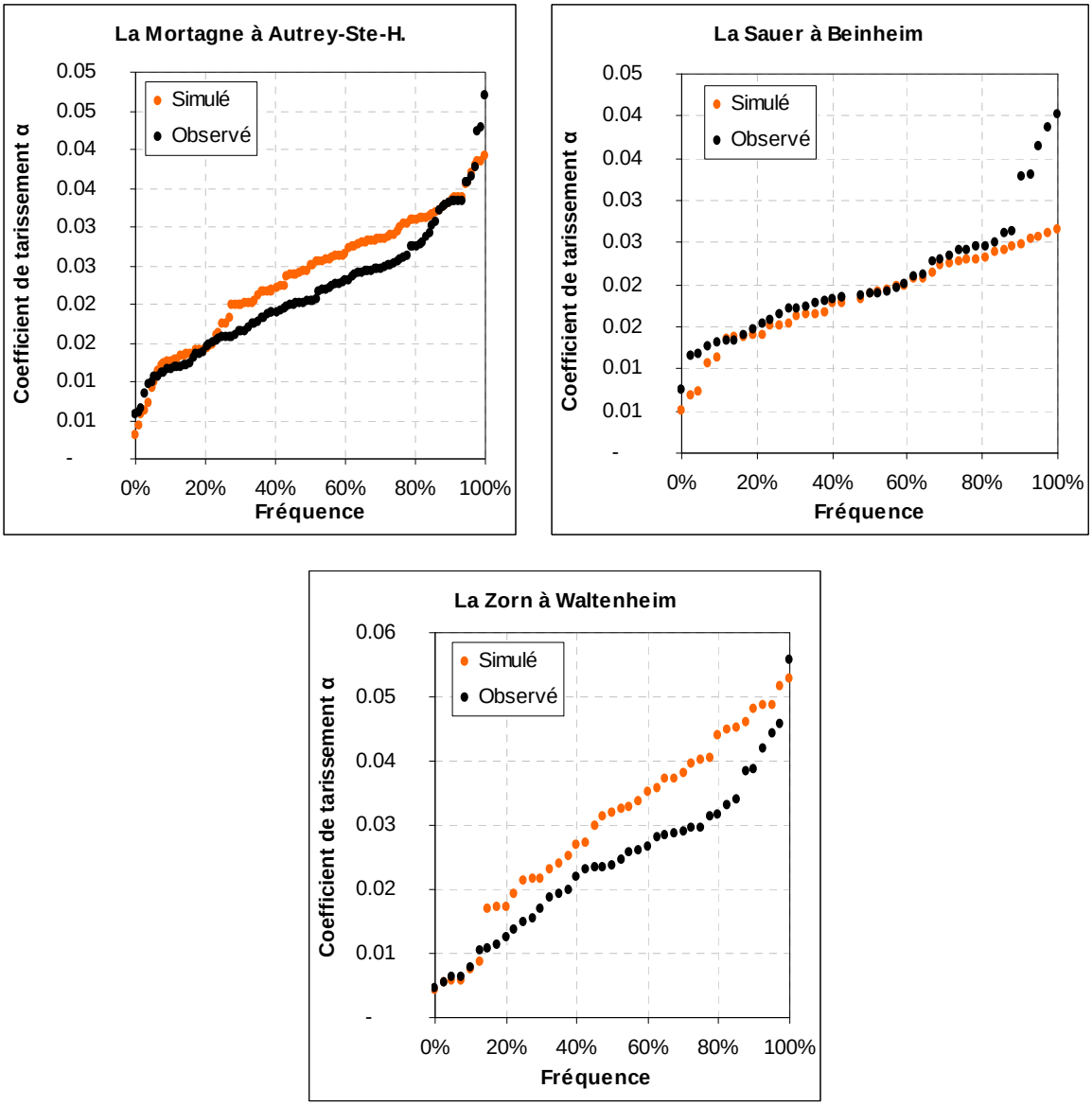
Figure 10-12 : Simulation réalisée à partir du modèle GR3j VL2 – La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène en 2003 **–** Les débits simulés les plus bas respectent mieux les débits observés grâce au soutien du réservoir à vidange lente.



Le processus du tarissement et sa variabilité sont représentés par le modèle

La combinaison de deux vidanges aux rythmes différents présente un autre avantage : elle permet de reproduire une variabilité des coefficients de tarissements dans le modèle. Des coefficients de tarissement ont été recalculés sur les mêmes épisodes à partir des hydrogrammes simulés pour être comparés aux coefficients observés ; la superposition des distributions de coefficients observées et simulées (figure 10-13), montre que les calages aboutissent à une amplitude de variabilité des coefficients de tarissement globalement comparable à celle observée. Grâce au modèle par ailleurs, l'allure des courbes permet de remettre en cause l'appartenance des valeurs les plus hautes des coefficients de tarissement observés aux écoulements de nappe.

Figure 10-13 : Distributions des coefficients de tarissement simulés et observés – Simulation réalisée à partir du modèle GR3j VL2.



3. Limites de la modélisation proposée

L'inconvénient majeur du second modèle (GR3j VL2) réside dans la structure particulièrement complexifiée de son algorithme : avec huit paramètres le risque d'engendrer des équifinalités devient important et l'on ne va pas dans le sens de la recherche d'un modèle parcimonieux. De plus l'utilisation du coefficient de tarissement dans le modèle ne peut plus être appliquée directement. Par ailleurs, si la variabilité des coefficients de tarissement peut être reproduite, la répartition temporelle de ces coefficients de tarissement n'a pas pu être respectée.

Conclusion du chapitre 10

La représentation du processus du tarissement est complexe et l'utilisation d'une loi de vidange linéaire et unique dans un modèle semble, dans la plupart des cas, moins efficace. La plupart des modèles qui ont recourt à une vidange linéaire ont de nombreux paramètres : modèle Boughton, 9 paramètres ; CATPRO, 12 paramètres ; CEQUEAU, 11 paramètres, GARDENIA, 6 paramètres, etc. (ces modèles sont présentés par Perrin, 2000).

A l'opposé, l'avantage de la vidange quadratique réside dans sa capacité à simuler toutes les décroissances dans une même procédure (décrue, ressuyage, tarissement), à l'aide d'une structure plus simple, mais ne permettant pas la décomposition de ces différents écoulements.

Rappelons alors que notre objectif n'était pas d'augmenter au maximum la performance du modèle proposé, mais de tenter la modélisation des résultats de l'étude d'un processus : le tarissement. En ce sens l'objectif est partiellement atteint car la modélisation a dû recourir à un calage itératif de paramètres n'ayant plus tout à fait la signification du coefficient de tarissement.

Les limites du coefficient de tarissement unique sont clairement établies si celui-ci doit être injecté à la manière d'une variable dans une modélisation à dominante conceptuelle. En revanche le coefficient unique déterminé au chapitre 6 a une valeur statistique (le mode) qui permet d'envisager des applications utilisant à la fois la dimension expérimentale dégagée dans cette recherche et la dimension probabiliste du phénomène plus en rapport avec les attentes des acteurs de l'eau.

Chapitre 11
De l'approche conceptuelle à la prévision opérationnelle

Sommaire

I. L'évaluation d'un risque d'occurrence d'une sécheresse
II. La prévision journalière des débits
III. Les contraintes de l'opérationnel et le retour d'expérience

Une partie de cette recherche menée sur le tarissement a pu être valorisée par la conception d'outils mis à disposition des services de l'Etat qui ont à charge les questions de sécheresse hydrologique. Le prolongement en direction de l'application doit permettre de montrer comment les résultats de la recherche peuvent être utilisés et être adoptés comme une solution de gestion. L'expérience de prévision des débits d'étiage dans le bassin Rhin-Meuse s'est construite à partir de notre recherche et a pris forme dans un dispositif de suivi, d'évaluation et de prévision. Les réflexions et travaux réalisés dans cette recherche ont donc constitué la base méthodologique d'outils amenés à constituer le dispositif **PRESAGES** (**PRE**vision et **S**imulation pour l'**A**nnonce et la **G**estion des **E**tiages **S**évères).

En France, la prévision hydrologique a surtout concerné les crues et nombre de modèles et de méthodes ont été développés exclusivement pour la prévision des crues (Roche, 1987). La prévision des débits d'étiage comme risque naturel n'est pas prise en compte dans la « loi relative à la prévention des risques technologiques et naturels et à la réparation des dommages » du 30 juillet 2003. Cette loi organise la prévision des crues par les SPC (Services de Prévision des Crues) mais dans leur mission aucun cadre opérationnel n'est envisagé pour la prévision des étiages. Par contre, le décret « sécheresse » de 1992 prévoit la gestion des étiages par le préfet (Barbier et al., 2007). Celui-ci définit un arrêté-cadre qui fixe les mesures prises en cas de sécheresse. Mais, comme l'indiquent Barbier et al. (2007) qui ont réalisé une étude sur l'application du « décret sécheresse », la gestion de la crise s'effectue sans prévision avec une question récurrente « sommes nous en crise, et si oui, à quel niveau ? ». Ils montrent également que dans les comités sécheresse « les données fournies par les stations de la DIREN sont […] grandement nuancées […] ».

Bien que la loi n'impose pas la prévision des débits les plus bas, certaines structures ont développé des outils. EDF, pour l'alimentation des ses centrales nucléaires et centrales hydroélectriques a un besoin de prévision hydrologique pour les périodes d'étiage : ils utilisent un modèle qui propose des prévisions de débits à *n* jours (Garçon et al., 1999) pour les cours d'eau alimentant des centrales (notamment la Loire). Ce même modèle, associé à d'autres procédures de calcul, est utilisé sur le bassin versant de la Charente (Gouy et al., 1996) car il s'agit d'un bassin très sollicité par les prélèvements agricoles et qui connaît des étiages particulièrement sévères depuis les années 90. La mise en place d'outils de prévision dépend donc surtout d'enjeux locaux. Pour la Seine des prévisions sont également élaborées dans le cadre de la gestion des grands réservoirs de la Seine (Normand et al., 2005) à l'aide du modèle EROS (modèle spatialisé utilisant GARDENIA). La prévision a ici pour objet le soutien des débits d'étiage par des lâchers du lac réservoir Marne. De même, la Loire à Gien fait l'objet d'un suivi particulier : des lâchers des barrages réservoir de Villerest et Naussac assurent un débit minimum de 60 m^3/s. Ces lâchers dépendent de prévisions (par estimation du tarissement) dans l'hypothèse de pluie nulle.

La prévision des sécheresses et des débits d'étiage est délicate, surtout si les prévisions sont attendues à long terme, car ces événements sont dépendants de la pluviométrie à venir. Or, les prévisions saisonnières météorologiques sont encore peu fiables et donc difficilement utilisables pour la prévision. Une solution est de proposer des modèles fondés sur un nombre élevé de scénarios de pluie (Perrin, 2005) afin de déterminer les probabilités d'apparition d'un étiage sévère qui en découlent. Notre démarche ne permet pas de réaliser stricto sensu des débits d'étiage à long terme. En revanche, nous proposons des outils de suivi de la situation hydrologique et pluviométrique. Les prévisions de débits sont réalisées pour le court terme au pas de temps journalier (à échéance de quelques jours), en posant l'hypothèse d'une pluie nulle. Le principe du dispositif PRESAGES est fondé sur un emboîtement des échelles de temps mensuelles et journalières : des évaluations du risque sont réalisées au pas de temps mensuel et des prévisions journalières sont réalisées dès qu'un risque apparaît.

I. L'évaluation d'un risque d'occurrence d'une sécheresse

Pour évaluer le risque d'apparition d'un étiage, nous proposons un outil de suivi de la situation pluviométrique fondé sur le cumul des précipitations mensuelles de janvier à juin.

Dans le chapitre 2 nous avons pu montrer que les étiages sévères peuvent être reliés à des situations pluviométriques indigentes. Une relation avait été établie entre la fréquence du QMNA et les cumuls de précipitations calculés de janvier à juin. Pour valoriser ces observations sur le plan opérationnel, il est nécessaire de pouvoir déterminer à partir de quel seuil de précipitations sont généralement apparus les étiages sévères. Le développement de cet outil a donc abouti à la mise en place, par bassin versant, d'un seuil de précipitations « critique » : la fréquence 0,3 du cumul de précipitations de janvier à juin nous a semblé adaptée.

Par ailleurs, le modèle PcDF présenté au chapitre 4, propose un ajustement unique des cumuls de précipitations depuis le cumul de janvier jusqu'au cumul réalisé de janvier à juin. Il a été possible, à partir de ce modèle statistique, de proposer un outil de suivi mois après mois de la situation pluviométrique depuis janvier jusqu'à juin : des cartes représentant la fréquence des cumuls de précipitations mois après mois sont réalisées ; ces cartes permettent d'évaluer la sévérité de la situation à l'échelle du bassin Rhin-Meuse. Dans les secteurs où le cumul est inférieur à la fréquence 0,3 le risque d'apparition d'un étiage sévère est important et un état de vigilance est déclaré (sauf si l'on se situe trop tôt en début d'année). Si le cumul de précipitations apparaît encore bas aux mois de mai ou juin, des outils de prévision de débit sont déployés (cf. II).

Les précipitations mensuelles constituent la première information disponible pour les services gestionnaires. Pour rendre notre outil directement utilisable à partir des données de précipitations mensuelles, nous avons calculé, par bassin versant, les cumuls de précipitations (en mm) correspondant à la fréquence 0,3 (figure 11-1 et tableau 11-1) : les hauteurs de précipitations observées peuvent être directement comparées à ces seuils de précipitations.

Figure 11-1 : Les seuils de précipitations d'annonce d'un étiage sévère à l'échelle de Rhin-Meuse – Seules les stations pour lesquelles la relation fréquence du QMNA et précipitations cumulées de janvier à juin est apparue pertinente sont renseignées.

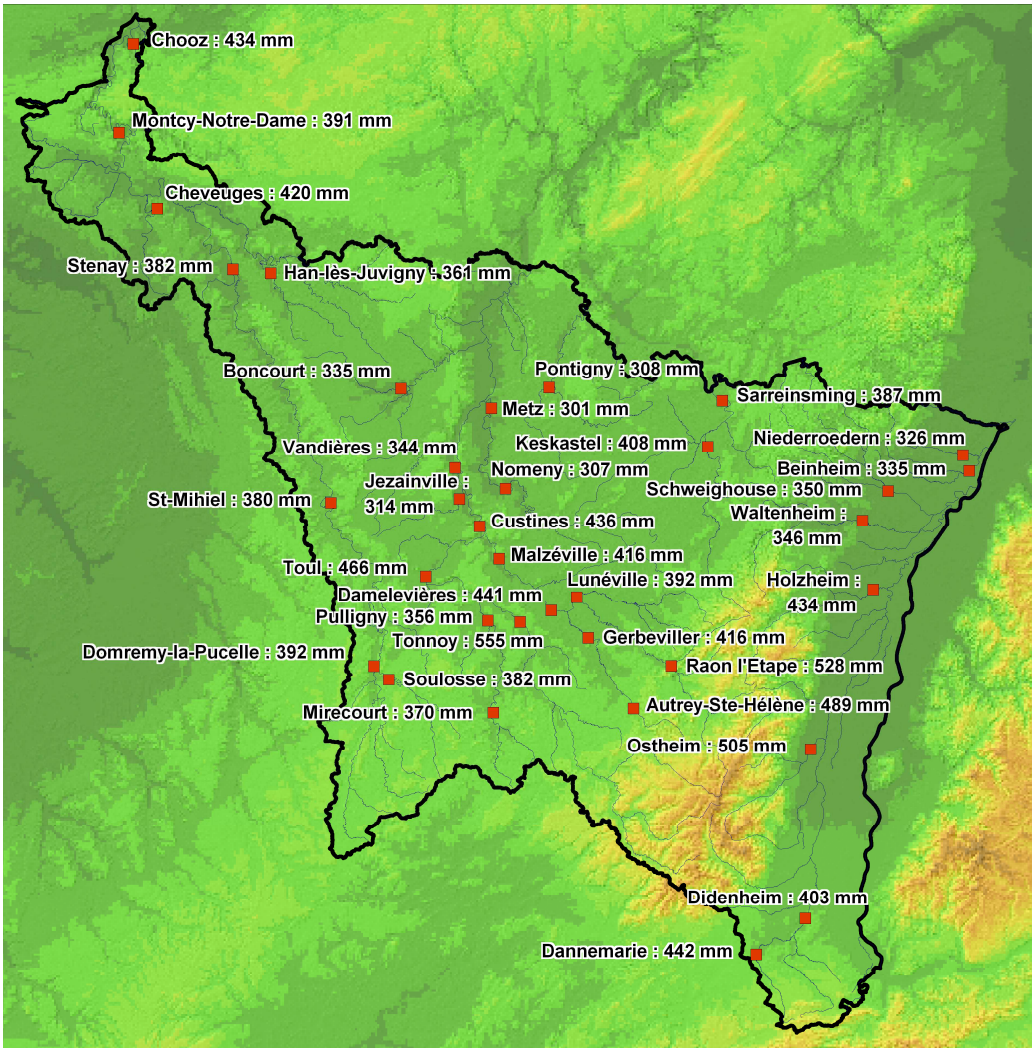


Tableau 11-1 : Seuil d'annonce du risque d'étiage sévère : les précipitations mensuelles cumulées de janvier à juin de fréquence 0,3 – Les bassins pour lesquels le cumul n'est pas pertinent sont ceux où aucune relation entre la fréquence du QMNA et les cumuls de précipitations n'a été observée.

Station	Cours d'eau	Seuil de précipitations d'annonce de risque d'étiage sévère
Autrey	Brénon	Cumul non pertinent
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	489 mm
Beinheim	Sauer	335 mm
Belval	Sormone	Cumul non pertinent
Boncourt	Orne	335 mm
Carignan	Chiers	Cumul non pertinent
Chauvency	Chiers	Cumul non pertinent
Chénimenil	Vologne	Cumul non pertinent
Cheveuges	Bar	420 mm
Chooz	Meuse	434 mm
Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	Cumul non pertinent
Custines	Moselle	436 mm
Damelevières	Meurthe	441 mm
Dannemarie	Largue	442 mm
Didenheim	Ill	403 mm
Domremy-la-Pucelle	Meuse	392 mm
Epinal	Moselle	Cumul non pertinent
Frémonville	Vezouze	Cumul non pertinent
Fresse	Moselle	Cumul non pertinent
Gerbéviller	Mortagne	416 mm
Goncourt	Meuse	Cumul non pertinent
Han-lès-Juvigny	Loison	361 mm
Hauconcourt	Moselle	Cumul non pertinent
Holtzheim	Bruche	434 mm
Jarny	Yron	Cumul non pertinent
Jezainville	Esch	314 mm
Kaysersberg	Weiss	Cumul non pertinent
Keskastel	Sarre	408 mm
Lunéville	Vezouze	392 mm
Malzéville	Meurthe	416 mm
Metz	Seille	301 mm
Mirecourt	Madon	370 mm
Montcy-Notre-Dame	Meuse	391 mm
Niederroedern	Seltzbach	326 mm
Nomeny	Seille	307 mm
Onville	Rupt de Mad	Cumul non pertinent
Ostheim	Fecht	505 mm
Pontigny	Nied Française	308 mm
Pulligny	Madon	356 mm
Raon l'Etape	Meurthe	528 mm
Reiningue	Doller	Cumul non pertinent
Rosselange	Orne	Cumul non pertinent
Rupt-sur-Moselle	Moselle	Cumul non pertinent
Russ	Bruche	Cumul non pertinent
Saint-Mihiel	Meuse	380 mm
Saint-Dié	Meurthe	Cumul non pertinent
Saint-Nabord	Moselle	Cumul non pertinent
Sarreinsming	Sarre	387 mm
Schweighouse	Moder	350 mm
Sélestat	Giessen	Cumul non pertinent
Soulosse	Vair	382 mm
Staffelfelden	Thur	Cumul non pertinent
Stenay	Meuse	382 mm
Tonnoy	Moselle	555 mm
Toul	Moselle	466 mm
Uckange	Moselle	Cumul non pertinent
Vagney	Moselotte	Cumul non pertinent
Vandières	Ruisseau du Trey	344 mm
Varize	Nied Allemande	Cumul non pertinent
Vaucouleurs	Meuse	Cumul non pertinent
Verdun	Scance	Cumul non pertinent
Waltenheim	Zorn	346 mm
Wintzenheim	Fecht	

Le dispositif permet donc une évaluation à l'échelle mensuelle du risque d'apparition d'un étiage sévère. Dans le cas d'une sécheresse annoncée, des prévisions plus précises sont alors réalisées afin de répondre aux attentes des gestionnaires.

II. La prévision journalière des débits

L'outil proposé s'appuie sur les méthodes présentées dans ce travail :

- la statistique des coefficients de tarissement ;
- la statistique du nombre de jours sans pluie ;
- le modèle journalier GR3j VL.

Les prévisions s'appuient sur l'hypothèse d'une absence de précipitations.

La connaissance des tarissements comme outil de prévision

La mise en œuvre d'un modèle journalier à vidange linéaire fondé sur un seul réservoir a montré ses limites pour reproduire les épisodes de tarissement (cf. chapitre 10, modèle GR3j VL). En effet, pour respecter la variabilité des coefficients de tarissements, l'architecture du modèle devrait évoluer de manière importante : ajout d'un réservoir et de deux paramètres (modèle GR3j VL2). De plus, cette version du modèle ne permet pas de conserver le paramétrage des réservoirs à partir des coefficients de tarissement précalculés, et la variabilité des tarissements est respectée mais le modèle ne reproduit pas le coefficient d'une phase donnée. L'approche conceptuelle trouve donc ici ses limites car on peut facilement admettre que dans la réalité la variabilité des phases de tarissement est imputable à la contribution d'une infinité de réservoirs de taille et de niveau de remplissage différents. Dans un cadre opérationnel, le choix d'un modèle complexe, avec au moins 7 paramètres à caler, et l'abandon de toute notre connaissance du rythme de tarissement des cours d'eau parait difficilement justifiable.

Le modèle de prévision des débits d'étiage que nous proposons est fondé sur les coefficients de tarissement observés, intègre la variabilité des coefficients de tarissement et conserve la version la plus simple du modèle (GR3j VL). En effet, l'incertitude sur la variabilité des coefficients de tarissement est prise en compte à partir de leur analyse statistique et la prévision de débits prend la forme de courbes enveloppes : nous proposons de suivre plus particulièrement les fréquences au non-dépassement 25 et 75 % en les intégrant au modèle journalier GR3j VL, identifiant une fourchette de débit à 50 % de probabilité d'occurrence ; la prévision des débits prend ainsi la forme d'un faisceau dont la base correspond aux tarissements les plus rapides (dernier quartile) et le sommet aux tarissements les plus lents (premier quartile). Ainsi, si les précipitations sont nulles, il existe une probabilité de 50 % que le débit des jours à venir soit situé à l'intérieur du faisceau. L'outil propose par ailleurs une prévision moyenne à partir du coefficient modal.

Le rail des coefficients de tarissement de fréquence 25 et 75 % nous semble d'autant plus pertinent que le tarissement du mois d'avril 2007 a permis de le valider à partir d'un épisode tout à fait exceptionnel (les coefficients de tarissement observés ne dépassaient en effet pas cet intervalle statistique, cf. chapitre 6).

L'analyse des séquences sèches pour assigner une probabilité aux prévisions de débits

Si on prolonge le caractère probabiliste de la démarche, dans l'hypothèse de l'absence de précipitations, il est possible d'associer une probabilité à toute valeur de débit dans les n jours à venir. Sur le plan opérationnel il est en effet intéressant de pouvoir affecter aux prévisions de débit une probabilité d'apparition. Les prévisions journalières sont fondées sur une hypothèse de pluie nulle. Bernier (1963) propose une équation qui associe la statistique du nombre de jours sans pluie et les coefficients de tarissement. Il attribue ainsi aux débits extrapolés par la courbe de tarissement une probabilité d'apparition fondée sur la probabilité de la durée de l'épisode sec. La probabilité d'apparition du débit repose sur deux paramètres :

- le coefficient de tarissement α de la loi de Maillet (équation 11-1), issu de l'analyse du tarissement (cf. chapitre 5) ;

- le paramètre μ de la loi exponentielle (équation 11-2), issu de l'analyse des séquences sèches (cf. chapitre 4) ;

En couplant ces deux paramètres on aboutit à la formulation de Bernier (équation 11-3).

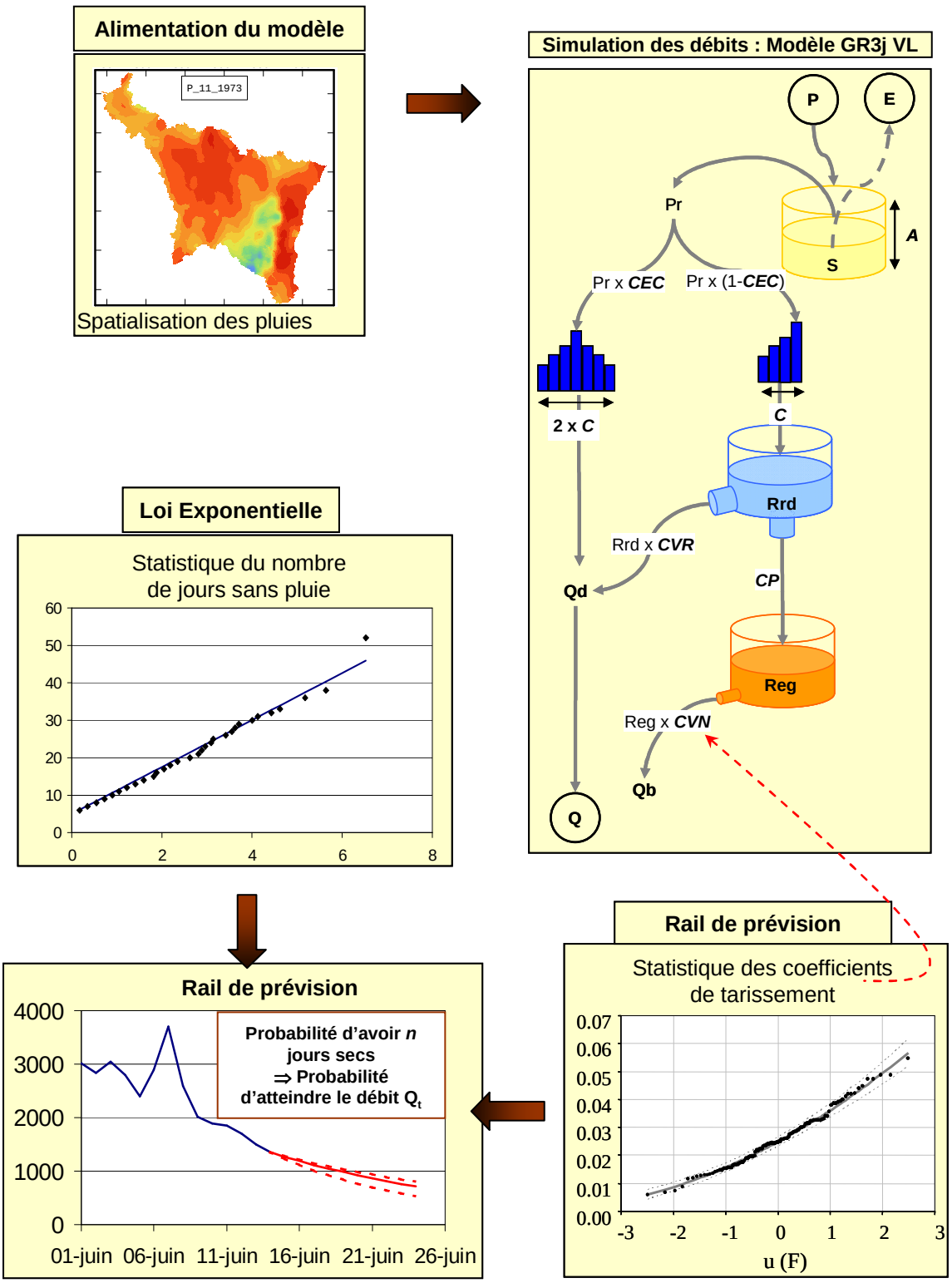
$$Q_t = Q_0 \times e^{-\alpha t} \qquad \textit{Eq. (11-1)}$$

$$P = 1 - e^{\mu d} \qquad \textit{Eq. (11-2)}$$

$$P = \left(\frac{Q}{Q_0} \right)^{u/\alpha} \qquad \textit{Eq. (11-3)}$$

Cette fonction est intégrée dans le modèle de prévision, ce qui permet d'estimer la probabilité d'apparition d'un débit. Les étapes du modèle de prévision des débits journaliers sont résumées par la figure 11-2.

Figure 11-2 : Principes de l'outil de prévision des débits journaliers.



III. Les contraintes de l'opérationnel et le retour d'expérience

Le passage à un contexte opérationnel nécessite de faire des choix dans les méthodes utilisées et leur niveau d'élaboration. Le cahier des charges de l'étude a imposé la mise en œuvre de modèles conceptuels mensuels et journaliers, simples (parcimonieux) et transposables sur un tableur. En terme opérationnel, l'objectif est de produire des outils fonctionnels, modifiables par un utilisateur averti et pouvant s'insérer facilement dans les outils des services gestionnaires.

La mise en œuvre des outils nécessite et dépend de la disponibilité d'un certain nombre de données :

- des données de précipitations
- des données de débits

Un délai de 15 jours peut être nécessaire pour obtenir les données de précipitations aux postes Météo France (postes de niveau 3 ou 4). Par contre, les données de débits peuvent être fournies avec un léger différé (jour + 1 à jour + 4 si l'on se situe en week-end). Les outils du dispositif PRESAGES sont utilisés par les services qui gèrent le réseau d'hydrométrie et disposent des données en temps réel : DIREN Lorraine, DIREN Alsace et Service de la Navigation de Strasbourg.

L'évaluation du risque étiage par les cumuls de précipitations

L'outil qui réalise les cartes de fréquence des cumuls de précipitations a suscité beaucoup d'intérêt. Celui-ci a toutefois dû, pour être opérationnel, être modifié par rapport à ce qui a été présenté au chapitre 4 :

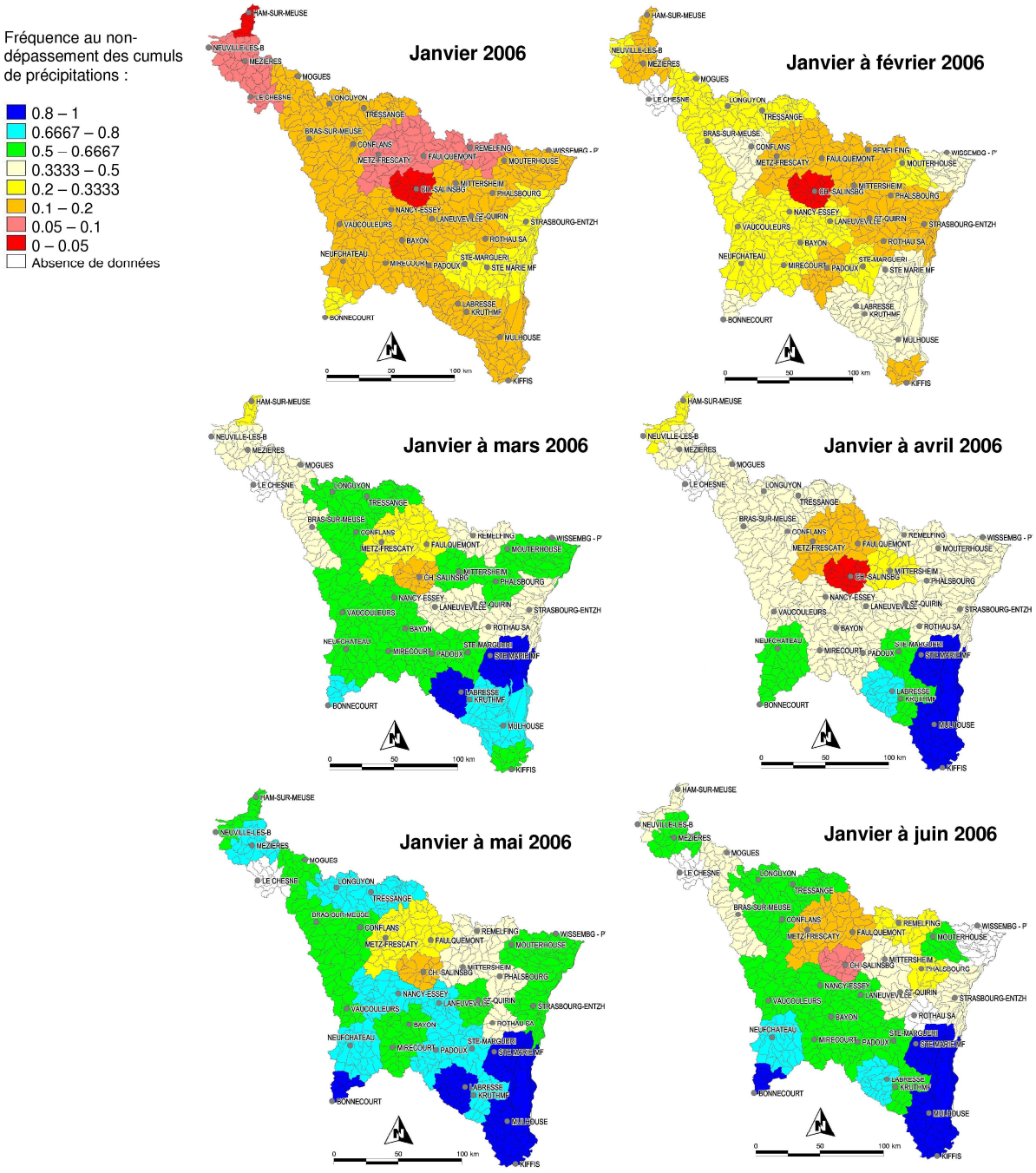
- d'une part la disponibilité des données à tous les postes pluviométriques n'est pas systématiquement garantie ;
- d'autre part, la spatialisation des fréquences de pluie à l'échelle du MNT serait trop lourde à mettre en œuvre dans un outil opérationnel.

Pour cette raison, les cartes sont réalisées à l'échelle de la zone hydrographique de la codification : on affecte aux différentes zones un poste représentatif et la cartographie représente la fréquence du poste ; ainsi, si des données sont manquantes l'outil peut tout de même être fonctionnel car il va chercher le poste le plus proche.

Premier essai : expérience de 2006

En 2006, si les précipitations de janvier et de février se sont avérées faibles, leur abondance durant les mois de mars et de mai laissaient présager un été sans conséquences critiques. A la fin du mois de juin, l'analyse sur les cumuls des pluies permet de penser qu'il n'y aura pas de risque majeur de sécheresse (figure 11-3). Les 5/7ème du bassin Rhin-Meuse étant situés au-dessus du seuil de fréquence 0,3, signifiant que l'aspect étiage sévère est peu probable. Seuls les bassins de la Seille, de la Nied et de la Sarre aval sont situés en dessous de ce seuil. Pourtant, un mois de juin sec, suivi d'une première quinzaine de juillet également sèche et chaude ont inversé la tendance et a nécessité la mise en route du modèle de prévision journalière. Les premiers indicateurs d'un étiage sévère sur les bassins sous le seuil ont été confirmés par la suite.

Figure 11-3 : Cartes des fréquences des cumuls de précipitations – Cartes réalisées à partir du modèle PcDF.



Prévisions de débit sur la base du modèle journalier

La difficulté dans la mise en œuvre de l'outil de prévision journalière réside là encore davantage dans la disponibilité et le nombre de données nécessaires que dans l'élaboration de l'outil lui-même. Pour limiter une mise en œuvre trop lourde, nous avons conçu cet outil pour une utilisation occasionnelle uniquement si l'opérateur juge qu'un étiage sévère est probable.

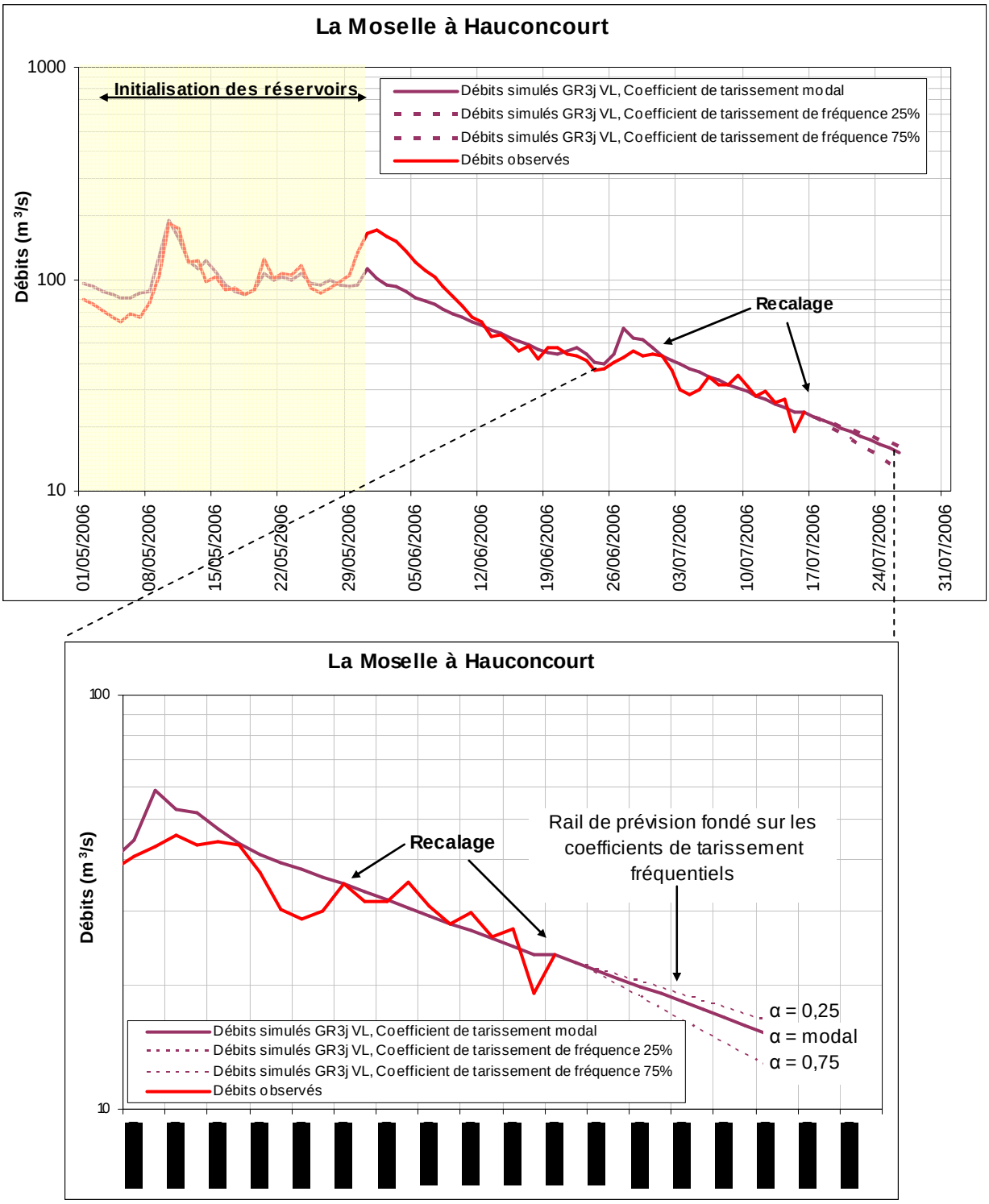
Il n'est donc pas nécessaire d'alimenter l'outil en continu : une procédure d'initialisation détermine les niveaux des réservoirs « sol » et « eau gravitaire » pour se recaler sur les débits mesurés durant une période de mise en route ici du 1er au 31 mai ; on ne tient pas compte du réservoir de ruissellement différé car, par définition il se vidange très vite ; son niveau de remplissage est donc fixé à zéro le 1er mai. Cette courte durée d'initialisation évite d'utiliser un nombre important de données et correspond à une durée minimum.

L'outil peut être alimenté par des précipitations spatialisées car il tient compte de la pondération affectée aux postes pluviométriques (cf. chapitre 1), ou en cas de données manquantes, par une pluie ponctuelle ou estimée par l'utilisateur. L'évapotranspiration potentielle proposée pour chaque jour correspond à une valeur statistique de ce même jour pour toutes les années de notre période de référence (1971-2000) : la moyenne, une moyenne glissante sur 10 jours, le dernier quantile, le maximum. L'opérateur choisit le « scénario » d'évapotranspiration potentielle en fonction de ce qu'il sait des températures de la période (« normale » de saison ou canicule). Enfin les paramètres du modèle calés sur la période 1971-1990 ne sont pas modifiés.

Le modèle produit une prévision sous l'hypothèse d'une pluie nulle pour une échéance de prévision fixée à 10 jours. Dès que le modèle n'a plus à gérer de précipitations dans l'hydrogramme et que le réservoir de ruissellement différé est vide, la simulation dépend uniquement du « réservoir d'eau gravitaire ». Celui-ci se vidange selon les trois rythmes de tarissement : lent (α = 25 %), moyen (α modal) ou rapide (α = 75 %), qui vont constituer le rail de prévision. Si un écart important apparaît entre le débit simulé et le débit observé en phase de tarissement, une procédure de recalage remet à niveau le réservoir d'eau gravitaire pour obtenir un débit simulé égal au débit observé.

En 2006, le modèle a été initialisé durant le mois de mai, puis recalé le 6 juillet. Des prévisions ont été réalisées à échéance de 10 jours à partir du coefficient de tarissement modal et des coefficients fréquentiels (exemple de prévision pour la Moselle à la station d'Hauconcourt, figure 11-4). Le modèle a été recalé parfois plusieurs fois au cours de l'été. Les prévisions journalières se sont avérées fiables, en particulier grâce au rail de prévision.

Figure 11-4 : Exemple de prévision journalière réalisée à la station d'Hauconcourt durant le mois de juillet 2006 – Modèle GR3j VL.

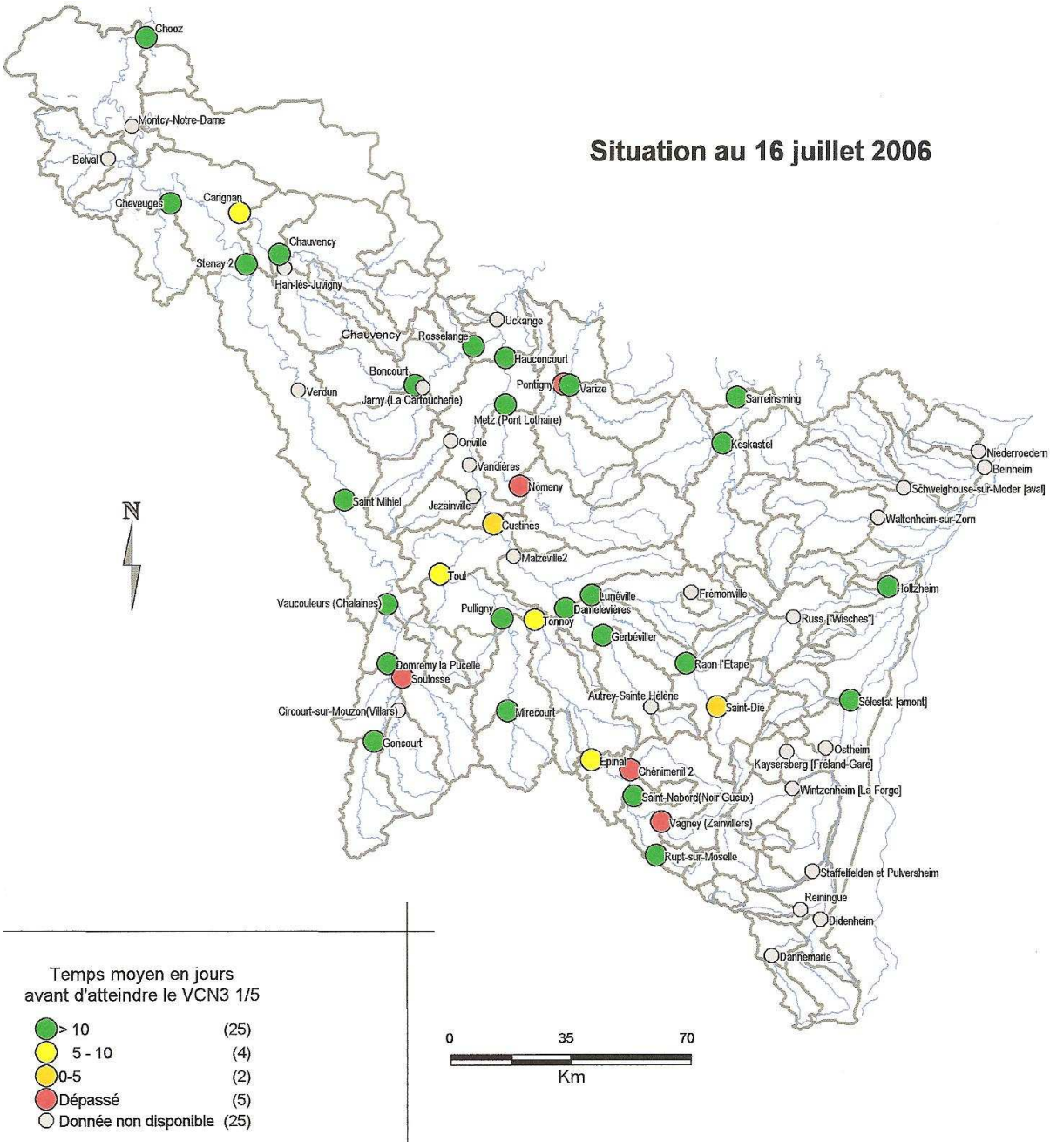


Cartographie de l'estimation du nombre de jours restants avant le franchissement de seuils

Les services qui ont eu à charge la prévision et la gestion de l'étiage 2006 ont manifesté leur volonté d'avoir à disposition des outils simples et rapidement évocateurs de la situation.

Pour cette raison, nous leur avons proposé un outil complémentaire fondé sur le modèle de prévision de débits journaliers : il s'agit d'une cartographie renseignant, à chaque station hydrométrique, le nombre de jours restants avant de franchir un seuil de débit. Pour rendre l'outil fonctionnel, deux éléments sont à paramétrer par les opérateurs : le seuil de débit de crise et le coefficient de tarissement à partir duquel les prévisions doivent être réalisées (généralement ils utilisent le coefficient modal, mais le coefficient 75 % peut être testé pour respecter le principe de précaution). La figure 11-5 propose un exemple de carte fournie en 2006.

Figure 11-5 : Situation au 16 juillet 2006 : nombre de jours restants avant de franchir le VCN_3 de fréquence 1/5ème – Prévisions réalisées à partir du coefficient modal.

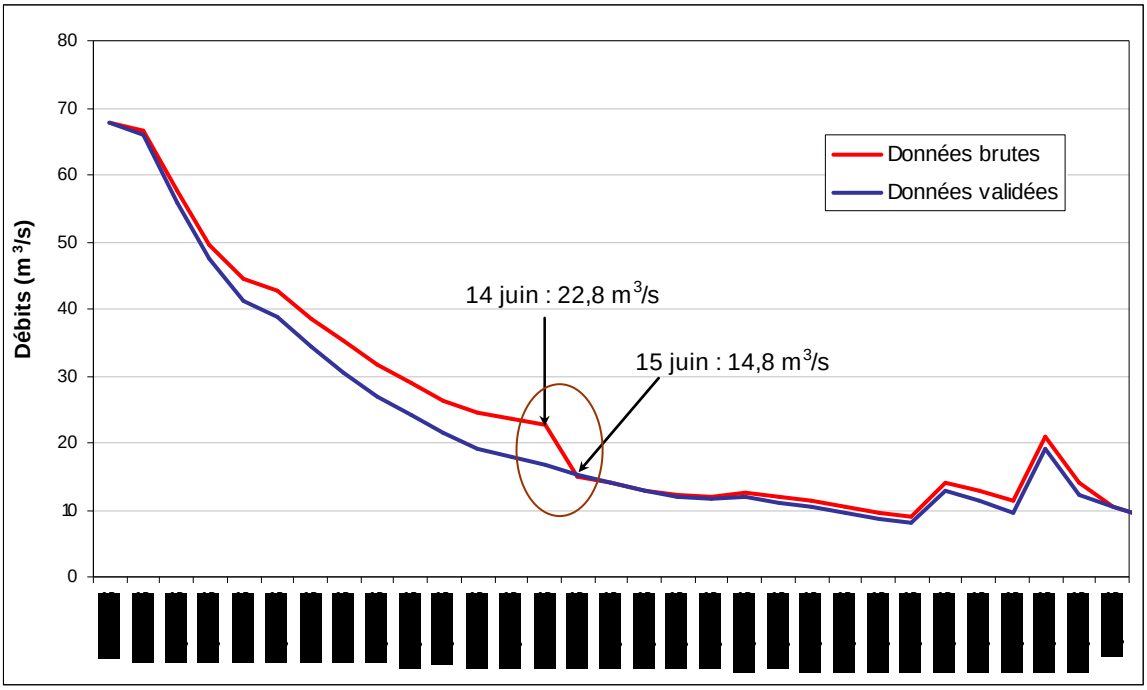


Le retour d'expérience et les enseignements de l'étiage 2006

Le retour d'expérience réalisé pour l'étiage de 2006 a permis de souligner les points suivants :

- la nécessité de proposer des outils simples : en ce sens, la cartographie du nombre de jours avant le franchissement d'un seuil s'est avérée pertinente, de même que l'indice fondé sur le cumul de précipitations ;
- les évaluations à long terme, notamment par le cumul de précipitations sont à nuancer car les débits restent très dépendants des précipitations à venir confirmant le processus de réalimentation des réserves hydrologiques à n'importe quel moment de l'année ;
- l'outil mis au point à partir de notre connaissance des tarissements par l'intégration d'une vidange linéaire dans le modèle GR3j et d'un rail de prévision s'est avéré performant en prévision ;
- l'accessibilité aux données dans un temps rapide a constitué la principale difficulté, essentiellement en terme de fiabilité. La figure 11-6 illustre un cas auquel nous avons été confronté en 2006 pour les débits de la station d'Epinal sur la Moselle : on a pu observer une modification de la courbe de tarage au cours de l'été ; cette modification engendre une rupture très nette dans l'hydrogramme des débits journaliers : de 22,8 m^3/s le 14 juin on passe à 14,8 m^3/s le lendemain. Une telle modification du débit n'est pas sans conséquence car, pour cet exemple, les prévisions étaient calées sur les données brutes.

Figure 11-6 : Hydrogramme des débits journaliers à la station d'Epinal sur la Moselle : données brutes disponibles durant l'été 2006 et données validées par la suite – on constate un fort décrochement entre le 14 et le 15 juin, lié à une modification de la courbe de tarage.



Conclusion du chapitre 11

Ainsi du modèle conceptuel dans lequel nous avons ancré notre recherche, les exigences du cadre opérationnel de la prévision nous ont amené à développer un outil où l'approche probabiliste devient prépondérante. L'incertitude sur la variabilité des coefficients de tarissement a pu être écartée grâce aux résultats de l'analyse fréquentielle. Dans le dispositif de prévision cet aspect se traduit par l'élaboration de courbes enveloppes de prévision. Si la statistique apporte peu d'éléments pour la compréhension des processus, elle permet de rendre compte efficacement de leur complexité et de leur variabilité.

Conclusion de la quatrième partie

Les objectifs fixés pour la modélisation sont en partie atteints car l'introduction dans le modèle de paramètres « calculés » a pu être réalisée.

Au pas de temps mensuel, le recours à un modèle simple a permis de proposer une modélisation intégralement fondée sur des paramètres calculés : les coefficients d'écoulement de crue et les coefficients de vidange des nappes. Les simulations sont jugées plutôt performantes, notamment pour les débits d'étiage. L'intérêt majeur de la démarche proposée (modèle simple et paramètres calculés) réside dans la cohérence des paramètres qui peuvent être mise en relation avec la physiographie des bassins versants. La perspective de notre recherche s'inscrit donc dans la régionalisation des paramètres afin de proposer des débits mensuels simulés pour des bassins non jaugés. Cependant, la modélisation mensuelle ne rend compte que très globalement des processus hydrologiques. Son intérêt réside plus dans la réalisation de bilans hydrologiques fondés sur des entrées et des sorties.

Au pas de temps journalier, l'utilisation d'une loi de vidange linéaire dans le modèle a engendré des modifications majeures dans le modèle journalier choisi (GR3j). Les résultats sont satisfaisants car le modèle représente les différentes composantes de l'hydrogramme. La variabilité des coefficients de tarissement a également pu être reproduite, mais elle a nécessité une structure du modèle encore plus détaillée. L'inconvénient majeur de la démarche proposée réside dans l'ajout de paramètres, dans la complexité de la structure finale du modèle et surtout dans l'impossibilité d'avoir recours à nos coefficients de tarissement pour paramétrer le modèle. L'ajout d'un réservoir à vidange lente s'est toutefois avéré cohérent par comparaison des bassins versants (amélioration des performances du modèle pour les bassins bénéficiant de réserves aquifères puissantes mais diminution des performances pour les bassins drainant des milieux imperméables).

Les résultats de notre recherche ont pu être intégrés dans un processus opérationnel de prévision des débits d'étiage. Les prévisions réalisées au pas de temps journalier et dans l'hypothèse d'une pluie nulle se sont avérées les plus pertinentes. Ces prévisions sont fondées sur notre connaissance du tarissement et sur la version la plus simple du modèle : un rail de prévision fondé sur les valeurs statistiques des coefficients de tarissement est proposé. Si la variabilité des coefficients de tarissement a posé de nombreuses difficultés, il apparaît important d'en avoir une connaissance précise dans un cadre opérationnel de prévision.

Conclusion générale

« Etiages et tarissements : vers quelles modélisations ? ». Les différentes parties présentées dans ce travail se sont attachées à y répondre : d'abord dans l'analyse statistique pour laquelle un modèle d'ajustement unique a été imposé ; ensuite dans l'analyse du tarissement, réglée par un algorithme reproductible et un ajustement systématique à la loi de Maillet; enfin lors de la modélisation pluie-débit, où, de la même manière, nous tentons de nous fonder sur un modèle hydrologique.

Dans un souci constant de transposabilité nous avons cherché à orienter notre démarche vers des méthodes uniques, applicables et reproductibles pour l'ensemble des bassins versants. Cette démarche a parfois montré ses limites, en particulier lors de la modélisation pluie-débit au pas de temps journalier, pour laquelle deux modèles différents se sont avérés nécessaires.

La modélisation elle-même présente des limites : la modélisation statistique des débits d'étiage et les problèmes d'incertitude associés à la période d'étude ; l'ajustement des phases de tarissement par la loi de Maillet, car on sait qu'il ne s'agit là que d'une relative approximation ; la modélisation hydrologique surtout, dans laquelle toutes les imprécisions se combinent et peuvent aboutir à des incohérences dans l'interprétation.

Mais les résultats qui découlent de ce travail semblent au final satisfaisants. Malgré la diversité des milieux géologiques des bassins étudiés, nous avons réussi à leur imposer des modèles uniques et acceptables, aux paramètres descripteurs d'une réalité de terrain, permettant une approche comparée des bassins : les paramètres des lois statistiques ou encore les coefficients de tarissement de Maillet ont pu être employés pour expliquer la diversité spatiale des écoulements en étiage et tenter de proposer des regroupements entre bassins.

Ce dernier aspect pourrait orienter des recherches futures vers la régionalisation. La spatialisation des paramètres des modèles hydrologiques et des ajustements statistiques permet d'envisager une application à des bassins non jaugés. Par ailleurs, une confrontation entre les méthodes de séparation des écoulements proposées dans cette recherche (fondées sur le tarissement et résultat de la modélisation journalière) avec les résultats de mesures isotopiques pourrait apporter des réponses à certaines hypothèses posées dans ce travail.

Enfin, les incertitudes liées à la démarche conceptuelle ont pu être maîtrisées grâce à l'analyse statistique. Nous avons réalisé une synthèse entre les différentes démarches en proposant finalement un compromis entre les fondements conceptuels et les applications employant les approches probabilistes. Cette orientation rejoint la notion de risque, qui traduit davantage le ressenti et le vécu d'un phénomène que la description de ses mécanismes. Notre approche associe le risque dans l'acception probabiliste de son évaluation et la représentation du phénomène qui en est à la genèse.

Bibliographie

Références citées dans le texte

- ABI-ZEID I. et BOBEE B. (1999). La modélisation stochastique des étiages : une revue bibliographique, *Revue des sciences de l'eau*, n°12/3 p. 459-483.

- AERM (2000). Catalogue des débits d'étiage et des modules.

- ALLEY W.M. (1985). Water balance models one month ahead stream flow forecasting, *Water resources research*, vol., 21, N°4.

- AMBROISE B. (1998). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant, *Ed, HGA*, Bucarest, 200 p.

- ANCTIL F., LAROUCHE W. et HOANG V.D. (2000). Analyse régionale des étiages 7-jours de la province de Québec, *Water Qual. Res. J. Canada*, vol. 35, n°1, p.125-146.

- ANCTIL F., ROUSSELLE J. et LAUZON N. (2005). Hydrologie : cheminements de l'eau, *Presses Internationales Polytechniques*, 318 p.

- ANDREASSIAN V., SARKISSIAN V., CHELMICKI W., STANESCU V.A. et MOUSSA R. (1996). Lexique Hydrologique pour l'Ingénieur, http://www.cemagref.fr/Informations/Produits/Lexique_hydro/index.html

- ARMATTE M. (1995). Robert Gibrat et la loi de l'effet proportionnel, *Revue de Mathématiques et Sciences Humaines*, 129, p. 5-35.

- ARNELL N.W. (1999). A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain, *Journal of hydrology*, 217, 314-335.

- BARBIER R., BARRETEAU O. et BRETON C. (2007). Gestion de la rareté de l'eau : entre application négociée du « décret sécheresse » et émergence d'arrangements locaux, *Rapport CEMAGREF, ENGEES.*

- BENAVENT C. (2001). Cours de statistique : http://christophe.benavent.free.fr - 18/01/01.

- BERNIER J. (1963). La prévision statistique des bas débits, *Assemblée générale de Berkeley, AISH*, publication n°63, p. 340-351.

- BIROU (1966). Dictionnaire français d'hydrologie.

- BRUNET-MORET (1978). Recherche d'un test d'ajustement, *Cahiers ORSTOM*, Série hydrologie, 15 (3), p. 261-280.

- BRGM (1999). Entités Hydrogéologiques du Bassin Rhin-Meuse.

- CAPPUS P. (1960). Bassin expérimental d'Alrance, Etude des lois de l'écoulement, Application au calcul et à la prévision des débits, *La Houille Blanche*, 493-520.

- CARUSO B.S. (2000). Evaluation of low-flow frequency analysis methods, *Journal of hydrology*, vol. 39, p 19-47.

- CEGUM–AERM (2006). *Rapport d'étude PRESAGES*, Note I.1., « Spatialisation des précipitations mensuelles », 6 p.

- CHAPMAN T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation, *Hydrological Processes*, vol. 13, p.704-714.

- CORBONNOIS J. et HUMBERT J. (2000). Ressources et gestion de l'eau dans le Nord-Est de la France, Chapitre de l'ouvrage " L'eau dans les régions françaises, d'un extrême à l'autre ", sous la direction de J.P. Bravard, SEDES, p. 219-249.

- COSANDEY C. et ROBINSON M. (2000). Hydrologie continentale, *Armand Colin*, Paris, 359 p.

- COSANDEY C., BIBOT S., DACHARRY M., GILLE E., LAGANIER R., et SALVADOR P.G. (2003). Les eaux courantes, *Ed. Belin*, 239 p.

- COUTAGNE A. (1954). Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum, *La Houille Blanche*, 360-374.

- DACHARRY M. (1975). Sur le fléchissement des débits estivaux de deux rivières du Massif Central français, la Sénouire et l'Allanche, affluent et sous-affluent de l'Allier, *Revue Géographique de l'Est*, Tome XV, p.153-168.

- DACHARRY M. (1996). Dictionnaire français d'hydrologie.

- DACHARRY M. (1997). Dictionnaire français d'hydrologie.

- DARCY H. (1856). Les Fontaines publiques de la ville de Dijon, Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable.

- DE BRUIN H.A.R. (1980). A stochastic description of wet and dry spells in terms of an effective number of days, *Journal of hydrology*, 45, p. 91-99.

- DECLOUX J.P., GILLE E., PARIS P. et ZUMSTEIN F. (1989). Atlas des perméabilités du bassin Rhin-Meuse au 1/250000.

- DEWANDEL B., LACHASSAGNE P., BAKALOWICZ M., WENG Ph. et AL-MALKI A. (2002). Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs, Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer, *Journal of hydrology*, 274, 248-269.

- DOUGLAS E.M., VOGEL R.M. et KROLL C.N. (2002). Impact of streamflow persistence on hydrologi design, *Journal of hydrologic engineering*, 7(3), 220-227.

- DUBREUIL P. (1974). Initiation à l'analyse hydrologique, *Masson*, 216 p.

- DOYLE M.W. (2005). Incorporating hydrologic variability into nutriment spiraling, *Journal of geophysical research*, vol., 110, G01003, 11 p.

- EDIJATNO et MICHEL C. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, *La Houille Blanche*, n°2, p. 113-121.

- EDIJATNO (1991). Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier, *Rapport de thèse*, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 635 p.

- EDIJATNO, NASCIMENTO N.O., YANG X., MAKHLOUF Z., et MICHEL C., (1999). GR3j: A daily watershed model with three free parameters, *Hydrological Sciences Journal*, 44, 2, 263-278.

- EL ADLOUNI S., OUARDA T.B.M.J. et BOBEE B. (2003). Discussion des mérites et des faiblesses de la méthode des L-Moments pour l'ajustement des lois statistiques, *Présentation pour Les « Seizièmes Entretiens » du Centre Jacques Cartier* – Estimation locale et régionale des événements hydrologiques extrêmes.

- EL-JABI N., ASHKAR F. et ISAA M. (1997). Application stochastique du phénomène d'étiage, *Can. J. Eng.* vol. n°24 p. 191-200.

- FLEIG A.K., TALLAKSEN L.M., HISDAL H. et DEMUTH S. (2006). A global evaluation of streamflow drought charasteristics, *Hydrology and Earth System Sciences*, n°10, p. 535-552.

- FRANCOIS D., GILLE E. et ZUMSTEIN J.F. (1993). Analyse des séries chronologiques et applications aux données hydroclimatiques, *Hommage à René Frécaut*, p.138-146.

- FRECAUT R. (1967). Eléments d'Hydrologie continentale, *Cours de l'université de Nancy*, 230 p.

- FRECAUT R. (1975). Contribution à l'étude statistique des étiages, Application au domaine tempéré océanique, *Revue Géographique de l'Est*, Tome XV, p.89 –100.

- FREYERMUTH A. (2004). Réactualisation des débits caractéristiques d'étiage des cours d'eau du bassin ferrifère : le bassin versant de l'Orne, Rapport de stage, AERM, 61 p.

- FRÖHLICH K., FRÖHLICH W. et WITTENBERG H. (1994). Determination of groundwater recharge baseflow separation: regional analysis in northeast China, IAHS, Publication N° 221, p. 69-75.

- GALEA G., MERCIER G. et ADLER M.J. (1999). Modèles débit-durée-fréquence d'étiage, concept et usage pour une approche régionale des régimes de basses eaux des bassins hydrographiques de la Loire (FRANCE) et du Crisu-Alb (ROUMANIE) , *Revue des sciences de l'eau*, n°12/1, p.93-122.

- GALEA G., JAVELLE P. et CHAPUT N. (2000). Un modèle débit-durée-fréquence pour caractériser le régime d'étiage d'un bassin versant, Revue des Sciences de l'Eau, Vol. 13, n°4, p. 421-440.

- GAMEZ P. et ZUMSTEIN J.F. (1993). Méthode de détermination des débits de base et de ruissellement d'un cours d'eau, *Hommage à René Frécaut*, p.113-120.

- GARCON R., CARRE C. et LYAUDET P. (1999). Exemple de prévision et de stimulation opérationnelle des débits d'étiage pour les besoins d'EDF, *la Houille Blanche*, n°6, p.37-42.

- GEORGE P. et VERGER F. (2000). Dictionnaire de la géographie, *Editions PUF*.

- GIBLIN B. (2003). L'eau : une question géopolitique, en France aussi, *Hérodote*, n°110, p. 9-27.

- GILLE E. (1985). Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle : Problématique de l'utilisation d'un modèle couple à discrétisation spatiale, *Thèse de doctorat*, Ecole Nationale supérieure des Mines de Paris, Université Pierre et Marie Curie, 213 p.

- GILLE E. (1993). Les crues des bassins de la Moselle et de la Sarre de 1970 à 1991, L'Eau, la Terre et les Hommes, *Hommage à René Frécaut*, Presses Universitaires de Nancy.

- GILLE E. et LANG C. (2003). Problématique d'une optimisation des paramètres de calage d'un bilan hydrologique : Application aux bassins versants de le Sauer, *Mosella*, Tome XXVIII, n°12, p 157-172.

- Glossaire International d'Hydrologie (1992) : http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/aglo.htm

- GOHAU G. (1987). Une histoire de la géologie, *La découverte*, 277 p.

- GOTTSCHALK L., TALLAKSEN L.M. et PERZYNA G. (1997). Derivation of low flow distribution functions using recession curves, *Journal of hydrology*, vol. 194, p.239-262.

- GOUY D., MIQUEL J., PINTE J. et HAMMEL V. (1996). Les prévisions et les simulations de débits en période d'étiage : Du modèle au tableau de bord opérationnel, *Congrès L'eau, l'homme et la nature*, Journées de l'hydrotechnique SHF N°24, p. 95-110.

- GUILLOT P. (1964). Une extension des lois A de Halphen comprenant comme cas limite la loi de Galton-Gibrat, *Revue de statistique appliquée*, tome 12, n°1, p. 63-73.

- GUILLOT P. (1971). L'utilisation des modèles mathématiques pour la prévision en hydrologie et météorologie, *Acte du colloque de Varsovie, AISH, UNESCO, OMM*, Tome I, n°100, p.266-276.

- GUO S., WANG J., XIONG L., YING A. et LI D. (2002). A macro-scale and semi distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China, *Journal of hydrology* 268, 1-15.

- HALL D.G. (1968). The assessment of water resources in Devon, *England using hydrometric data*, AISH, Aspects hydrologiques de l'utilisation des eaux, publication n°76, p. 110-119.

- HLAVEK R. (1975). La vidange des nappes libres.

- HORTNESS J.E. (2006). Estimating low-flow frequency statistics for unregulated streams in Idaho,*US Geological Survey Scientific investigations Report* 2006-5035, 31p.

- HOSKING J.R.M. (1990). L-Moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics, *J. Roy. Stat. Soc.* 52B:105-124.

- HOUGHTON-CARR H.A. (1999). Assessment criteria for simple conceptual daily Rainfall-Runoff models, *Journal of Hydrological Sciences*, 44:237-261.

- HUBERT P., CARBONNEL J.P. et CHAOUCHE A. (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques, Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest, *Journal of Hydrology*, 110, pp 349-367.

- HUMBERT J. et NAJJAR G. (1992). Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré : une analyse de la littérature francophone, *CEREG, ULP Strasbourg*.

- JAVELLE P., GRESILLON J.M. et GALEA G. (1999). Modélisation des courbes débit-durée-fréquence en crues et invariance d'échelle, *Sciences de la terre et des planètes*, n° 329, p. 39-44.

- JAVELLE P., (2001). Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. *Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble*.

- KIM S.C. (1991). Etude hydrologique de la Mortagne, *Thèse de Doctorat.*

- KROLL C.N. et VOGEL R.M. (2002). Probability Distribution of Low Series in the United States, *Journal hydrologic engineering*, p. 137-146.

- LABORDE J.P. (1981). Synthèse cartographique des pluies extrêmes dans l'Est de la France, *SRAE Lorraine*, INPL Nancy.

- LAAHA G. et BLOSCHG. (2005). Low flow estimates from short stream flow records - A comparison of methods, *Journal of hydrology*, Vol. 306, p. 264-286.

- LAAHA G. (2006). Process based regionalisation of low flows, *Wiener Mitteilungen*, 121 p.

- LAMBERT R. (1975). Eté, étiage et tarissement des cours d'eau dans le bassin garonnais, *Revue Géographique de l'Est*, Tome XV, p.139-152.

- LAMBERT R., LAMI J.M. et SENGES F. (1990). La sécheresse de 1989 dans le bassin de la Garonne, *Université de Toulouse-Mirail*, 75 p.

- LAMBERT R. (1993). Du relèvement du débit de base des rivières du bassin garonnais en automne cosmique alors que perdure la sécheresse atmosphérique, *Journées hydrologiques 1993*, Potamologie d'hier et d'aujourd'hui, Aménagement et Ecoulement.

- LANG C. (2004). Etiages et tarissement : Approche quantitative et modélisation appliquées à quatre bassins tests, *Mémoire de DEA, Université Paul Verlaine, Metz*, 104 p.

- LANG C., FREYERMUTH A., GILLE E. et FRANÇOIS D. (2006). Le dispositif PRESAGES (PREvisions et Simulations pour l'Annonce et la Gestion des Etiages Sévères) : des outils pour évaluer et prévoir les étiages, *Géocarrefour*, vol., 81.

- LARRAS J. (1972). Prévision et prédétermination des étiages et des crues, *Eyrolles.*

- LARUE J.P. et GIRET A. (2004). L'assèchement de cours d'eau dans le bassin de la Maine entre 1989 et 1992 », *Norois*, n°192, p. 117-133.

- LEBAUT S. (2000). L'apport de l'analyse et de la modélisation hydrologiques de bassins versants dans la connaissance du fonctionnement d'un aquifère d'Ardenne-Luxembourg, *Thèse de doctorat, Université Paul Verlaine de Metz*, 264 p.

- LETTENMAIER D.P. (1976). Detection of trends in water quality data from records with dependent observations, *Water Resources Research*, 12 (5), 1037-1046.

- LEVIANDIER T. (1994). Analyse de pluies journalières et d'épisodes pluvieux sur la Lorraine, *Rapport CEMAGREF*, Département Ressources en Eau, Division Hydrologie-Hydraulique, 18 p.

- LITTRE E. (1872). Dictionnaire de la langue française, deuxième édition.

- LUBES H., MASSON J.M., RAOUS P. et TAPIAU M. (1994). Logiciel de calculs statistiques et d' analyse fréquentielle adapté à l'évaluation du risque en hydrologie, *Notice Safarhy*.

- MAKHLOUF Z. (1994). Compléments sur le modèles pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres, *Thèse de doctorat, Université Paris Sud*, 426 p.

- MANSUY D. (2005). L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France), *Thèse de Doctorat, Université de Metz.*

- MASSON J.M. (1992). Un problème parmi tant d'autres dans l'analyse des distributions des variables hydrologiques : Les horsains (outliers), *5ème séminaire informatique de l' ORSTOM*, Montpellier.

- MICHEL C. (1983). Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre, *la Houille Blanche*, n°1, p.39-44.

- MICHEL C. (2003). The exponential store: a correct formulation for rainfall-runoff modelling, *Journal of hydrology* 48, 109-124.

- MIQUEL J. (1984). Guide pratique d'estimation des probabilités de crues, *Editions Eyrolles*.

- MOREAU F. (2004). Gestion d'étiages sévères : l'exemple de la Loire, Etiages et crue extrême régionaux en Europe – Perspectives historiques, Colloque d'Hydrotechnique, *175ème session du Comité Scientifique et Technique*, Lyon, 28-29 janvier 2004.

- MORLAT G. (1956). Les lois de probabilité de Halphen, *Revue de Statistique Appliquée*, IV (3), p. 21-43.

- MOUELHI S. (2003). Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier, *Thèse de doctorat, Université Paris VI, ENGREF, Ecole des Mines de Paris.*

- NASH J.E. et SUTCLIFFE J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models, *Journal of hydrology*, 10: 282-290.

- NAULET R. (2002). Utilisation de l'information des crues historiques pour une meilleure prédétermination du risque d'inondation, Application au bassin de l'Ardèche à Vallon Pont-d'Arc et St-Martin d'Ardèche, *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, Université du Québec et INRS ETE*.

- NORMAND M., THIERY D. et GRAVIER A. (2005). Elaboration d'outils d'aide à la gestion en étiage du lac réservoir Marne prenant en compte les eaux souterraines, Prévision des débits, *Rapport final, BRGM/RP-53922-FR.*

- PALISSY B. (1580). Discours admirable de la nature des eaux et des fontaines, tant naturelles qu'artificielles.

- PARDE M. (1963). Fleuves et rivières, 224p.

- PENMAN H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc, R, Soc, London*, A193, 120-145.

- PERRIN C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative, *Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble*.

- PERRIN C., MICHEL C. et ANDREASSIAN V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments, *Journal of hydrology*, 242, 275-301.

- PERRIN C. (2005). Qu'est ce que la sécheresse ? *www.ecologie.gouv.fr*.

- PERRON H., BOBEE B., PERREAULT L. et BRUNEAU P. (1996). Estimation des événements hydrologiques extrêmes (crues et étiages) : Logiciel ajuste, *Rencontres franco-roumaines d'hydrologie, UNESCO*, p. 363-372.

- POINTET T. (1975). Essai de caractérisation du coefficient de tarissement des nappes, *Thèse de doctorat, Université Nancy I*, 115 p.

- PONCE V.M. et SHETTY A.V. (1995). A conceptual model of catchment water balance: 1, Formulation and calibration, *Journal of hydrology*, 173, 27-40.

- PORTE C. (2002). Méthodes directes d'optimisation – Méthodes à une variable et Simplex, *Techniques de l'Ingénieur*, Réf, p. 228.

- PYRCE R.S. (2004). Hydrological low flow indices and their uses, WSC Report N°04-2004, *Watershed Science Centre*, Peterborough, Ontario, 33p.

- REMENIERAS G. (1986). L'hydrologie de l'ingénieur, *Editions Eyrolles*, 462 p.

- RENARD B. (2006). Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France, *INP Grenoble.*

- RENARD B., LANG M., BOIS P., DUPEYRAT A., MESTRE O., NEIL H., GAILHARD J., LAURENT C., NEPPEL L. et SAUQUET E. (2006). Evolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées, *La Houille Blanche*, vol., 6, p. 48-54.

- RNDE (2004). Les prélèvements d'eau en France en 2001, 56 p.

- ROBINSON M. et COSANDEY C. (2002). Impact de la forêt sur les débits d'étiage, *La Houille Blanche*, n°3-2002, p. 59-63.

- ROCHE M. (1963). Hydrologie de surface, *Gauthier* – Villars – Editeur (Paris).

- ROCHE M. (1969). Les processus du raisonnement chez l'hydrologue, *Bulletin de la Section Géographique*, Tome LXXX.

- ROCHE M. (1986). Dictionnaire français d'hydrologie de surface : http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/indexdic.htm.

- ROCHE P.A. (1987). Guide de prévision des crues, *Ministère de l'Environnement*, SHF.

- ROCHEFORT M. (1969). Les fleuves, *Que sais-je ?* p.5-125.

- RUTLEDGE A.T. et DANIEL C.C., (1994). Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records, *Ground water*, vol., 32, n°2.

- RUTLEDGE A.T. (1998). Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records-update, *Water-Resources Investigations Report*, 98-4148, 41 p.

- SAFFACHE P. (2003). Dictionnaire simplifié de la géographie, *editions Publibook Université*, 345 p.

- SHARMA T.C. (1996). Simulation of the Kenyan longest dry and wet spells and the largest rainsums using a Markov model, *Journal of Hydrology*, 178, p. 55-67.

- SLOTO R.A. et CROUSE M.Y. (1996). Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 96-4040, 42 p.

- SMAKHTIN V.U. (2001). Low flow hydrology: a review, *Journal of hydrology*, 240, 147-186.

- TALLAKSEN L.M. (1995). A review of baseflow recession analysis, *Journal of hydrology*, 165, 349-370.

- TALLAKSEN L.M., MADSEN H. et CLAUSEN B. (1997). On the definition and modeling of steamflow drought duration and deficit volume, Journal des sciences hydrologiques, n° 42, p.15-33.

- TALLAKSEN L.M. et VAN LANEN H.A.J. (2004). Hydrological drought, Processes and estimation methods for streamflow and groundwater, *Elsevier*, 579 p.

- UHLENBROOK S. et HOEG S. (2003). Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: a case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchmant, *Hydrological Processes*, vol., 17, p. 431-453.

- VANDEWIELE G.L., XU C.Y. et NI-LAR-WIN (1992). Methodology and comparative study of monthly water balance models in Belgium, China and Burma, *Journal of hydrology*, 134, 315-347.

- VEN TE CHOW, MAIDMENT D.R. et MAYS L.W. (1988). Applied hydrology, *McGraw-Hill*, 572 p.

- VICENTE-SERRANO S.M. et BEGUERIA-PORTUGUES S. (2003). Estimating extreme dry-spell risk in the middle Ebro valley (northeastern Spain) : a comparative analysis of partial duration series with a general Pareto distribution and annual maxima series with a Gumbel distribution, *Int. Journal of Climatology*, 23, p. 1103-1118.

- XIONG L. et GUO S. (1998). A two-parameter monthly water balance model and its application, *Journal of hydrology*, 216, 111-123.

- YUE S. et PILON P. (2005). Probability distribution type of Canadian annual minimun streamflow, *Hydrological Sciences*, n° 50, p. 427-438.

- ZAIDMAN M.D., KELLER V., YOUNG A.R. et CADMAN D. (2003). Flow -duration- frequency behaviour of british rivers based on annual minima data, *Journal of hydrology*, vol. 277, p. 195-213.

ANNEXES

ANNEXE 1-1 **TOPOGRAPHIE [1] & PLUVIOMETRIE [2]**

Code Hydro	Station	Cours d'eau	Surface (km²)	Altitude min. (m)	Altitude max. (m)	Pente max. (%)	Pente moy. (%)	Pluie annuelle (mm)	Pluie de mai à octobre (mm)	Pluie de novembre à avril (mm)
A5422010	Autrey	Brénon	143	227	528	23	4	898	434	464
A6621210	Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	99	321	701	31	9	1182	570	612
A3792010	Beinheim	Sauer	511	113	556	39	5	819	411	408
B5372010	Belval	Sormone	391	148	392	20	3	1083	506	577
A8041010	Boncourt	Orne	412	190	398	20	2	824	389	435
B4531010	Carignan	Chiers	1967	158	384	25	4	929	437	492
B4501010	Chauvency	Chiers	1699	176	473	25	3	937	431	506
A4362030	Chénimenil	Vologne	356	369	1299	45	9	1430	669	761
B5172010	Cheveuges	Bar	390	153	337	22	3	1013	466	547
B7070010	Chooz	Meuse	10100	105	505	46	4	1065	506	560
B1092010	Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	401	297	505	21	4	967	459	507
A7010610	Custines	Moselle	6061	185	419	46	3	1070	518	552
A6761010	Damelevières	Meurthe	2308	210	972	46	5	1077	538	539
A1122010	Dannemarie	Largue	124	300	747	26	4	1060	544	516
A1080330	Didenheim	Ill	535	241	824	25	4	991	530	461
B1100010	Domremy-la-Pucelle	Meuse	1071	265	465	26	3	970	463	507
A4250640	Epinal	Moselle	1218	326	830	45	8	1628	743	884
A6431110	Frémonville	Vezouze	105	268	760	28	7	1196	601	595
A4020610	Fresse	Moselle	72	515	1237	40	17	2298	1156	1142
A6731220	Gerbéviller	Mortagne	496	236	616	31	4	1008	506	502
B1050010	Goncourt	Meuse	370	308	504	19	3	934	454	479
B4472010	Han-lès-Juvigny	Loison	352	176	394	24	3	894	412	482
A7930610	Hauconcourt	Moselle	8618	156	406	46	3	981	474	507
A2860110	Holtzheim	Bruche	677	144	1034	40	9	1054	504	551
A8122010	Jarny	Yron	377	190	413	23	2	810	396	415
A7122010	Jezainville	Esch	228	188	387	18	2	783	387	396
A2122010	Kaysersberg	Weiss	119	322	1299	42	14	1374	621	753
A9091050	Keskastel	Sarre	884	211	986	34	4	1006	510	496
A6561110	Lunéville	Vezouze	557	221	587	28	3	968	492	476
A6941020	Malzéville	Meurthe	2918	192	423	46	4	1009	504	505
A7881010	Metz	Seille	1264	173	403	19	3	747	379	369
A5251010	Mirecourt	Madon	374	268	459	21	3	940	467	472
B5070010	Montcy-Notre-Dame	Meuse	7734	148	447	26	4	964	450	514
A3832010	Niederroedern	Seltzbach	200	125	525	28	3	792	382	410
A7821010	Nomeny	Seille	918	183	414	19	3	763	388	375
A7352010	Onville	Rupt de Mad	364	187	402	27	3	808	393	414
A2052020	Ostheim	Fecht	447	178	939	46	14	1244	564	680
A9752010	Pontigny	Nied Française	500	205	382	19	3	765	390	375
A5431010	Pulligny	Madon	941	225	527	23	3	905	450	455
A6201030	Raon l'Etape	Meurthe	724	287	922	46	10	1286	608	678
A1252010	Reiningue	Doller	178	259	1243	44	11	1418	603	815
A8431010	Rosselange	Orne	1234	168	389	27	2	828	393	435
A4050620	Rupt-sur-Moselle	Moselle	153	440	1229	40	15	2193	924	1269
A2732010	Russ	Bruche	227	264	1101	40	12	1382	625	758
B2220010	Saint-Mihiel	Meuse	2577	219	495	26	4	950	450	500
A6051020	Saint-Dié	Meurthe	367	339	1301	46	11	1261	605	656
A4200630	Saint-Nabord	Moselle	619	384	1123	40	12	1853	789	1064
A9221010	Sarreinsming	Sarre	1755	202	432	34	4	952	470	482
A3301010	Schweighouse	Moder	618	143	577	36	7	857	420	437
A2352020	Sélestat	Giessen	268	171	1201	40	14	913	446	467
B1382010	Soulosse	Vair	440	281	492	21	3	962	461	501
A1462020	Staffelfelden	Thur	252	243	1403	45	16	1477	637	840
B3120020	Stenay	Meuse	3916	162	415	26	4	949	447	502
A5110610	Tonnoy	Moselle	1973	233	592	45	3	1359	631	728
A5730610	Toul	Moselle	2639	201	446	45	4	1156	541	614
A8500610	Uckange	Moselle	10003	153	411	46	3	964	468	496
A4152010	Vagney	Moselotte	184	406	1349	40	15	1888	805	1082
A7213010	Vandières	Ruisseau du Trey	39	181	384	17	4	812	398	413
A9862010	Varize	Nied Allemande	354	211	414	18	3	812	411	401
B1150010	Vaucouleurs	Meuse	1759	246	452	26	4	964	461	504
B3003010	Verdun	Scance	24	204	341	15	4	1033	477	555
A3472010	Waltenheim	Zorn	682	146	979	34	6	858	444	414
A2042010	Wintzenheim	Fecht	211	279	1345	46	16	1454	636	817

[1] MNT au 100 mètres SRTM

ANNEXE 1-1

PERMEABILITE [3]

Station	Cours d'eau	P10	P11	P12	P21 22 23	P31	P32 34	P33	S10	S11	S2
Autrey	Brénon	0%	0%	12%	36%	52%	0%	0%	0%	0%	1%
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	0%	97%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	0%
Beinheim	Sauer	0%	35%	0%	7%	3%	0%	0%	14%	29%	11%
Belval	Sormone	0%	7%	32%	15%	19%	2%	11%	0%	0%	15%
Boncourt	Orne	0%	0%	20%	11%	57%	0%	0%	0%	4%	9%
Carignan	Chiers	0%	3%	37%	27%	22%	0%	0%	0%	0%	11%
Chauvency	Chiers	0%	1%	40%	28%	22%	0%	0%	0%	0%	9%
Chénimenil	Vologne	0%	18%	0%	0%	0%	0%	59%	0%	17%	7%
Cheveuges	Bar	0%	0%	32%	25%	20%	0%	0%	0%	0%	23%
Chooz	Meuse	0%	4%	38%	18%	18%	1%	5%	0%	5%	10%
Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	0%	23%	13%	16%	42%	0%	0%	0%	0%	6%
Custines	Moselle	0%	18%	12%	11%	25%	1%	17%	0%	11%	6%
Damelevières	Meurthe	0%	33%	9%	9%	18%	1%	15%	0%	13%	2%
Dannemarie	Largue	0%	0%	15%	2%	0%	0%	0%	0%	3%	81%
Didenheim	Ill	0%	0%	7%	4%	2%	0%	0%	0%	0%	86%
Domremy-la-Pucelle	Meuse	0%	8%	26%	17%	39%	0%	0%	0%	2%	7%
Epinal	Moselle	0%	18%	0%	0%	0%	0%	54%	0%	14%	13%
Frémonville	Vezouze	0%	68%	2%	13%	8%	0%	0%	0%	7%	2%
Fresse	Moselle	0%	0%	0%	0%	0%	1%	86%	0%	8%	5%
Gerbéviller	Mortagne	0%	43%	15%	7%	16%	0%	0%	0%	15%	3%
Goncourt	Meuse	0%	15%	10%	32%	38%	0%	0%	0%	0%	5%
Han-lès-Juvigny	Loison	0%	0%	26%	7%	55%	0%	0%	0%	0%	12%
Hauconcourt	Moselle	0%	13%	12%	16%	29%	1%	12%	0%	9%	8%
Holtzheim	Bruche	0%	23%	4%	9%	3%	15%	23%	0%	11%	12%
Jarny	Yron	0%	0%	12%	18%	49%	0%	0%	0%	0%	21%
Jezainville	Esch	0%	0%	35%	31%	33%	0%	0%	0%	0%	0%
Kaysersberg	Weiss	0%	8%	0%	0%	0%	0%	90%	0%	0%	2%
Keskastel	Sarre	0%	18%	23%	9%	18%	1%	0%	0%	7%	23%
Lunéville	Vezouze	0%	20%	16%	13%	40%	0%	0%	0%	9%	1%
Malzéville	Meurthe	0%	26%	8%	10%	26%	1%	12%	0%	13%	3%
Metz	Seille	0%	6%	2%	26%	44%	0%	0%	0%	1%	21%
Mirecourt	Madon	0%	13%	25%	13%	44%	0%	1%	0%	0%	4%
Montcy-Notre-Dame	Meuse	0%	4%	41%	19%	20%	0%	2%	0%	6%	8%
Niederroedern	Seltzbach	0%	9%	0%	5%	17%	0%	0%	0%	3%	67%
Nomeny	Seille	0%	8%	3%	22%	48%	0%	0%	0%	1%	18%
Onville	Rupt de Mad	0%	0%	19%	33%	48%	0%	0%	0%	0%	0%
Ostheim	Fecht	0%	4%	0%	2%	1%	12%	68%	5%	3%	4%
Pontigny	Nied Française	0%	9%	2%	22%	45%	0%	0%	0%	0%	22%
Pulligny	Madon	0%	8%	13%	28%	46%	0%	1%	0%	0%	4%
Raon l'Etape	Meurthe	0%	34%	0%	5%	0%	0%	47%	0%	13%	0%
Reiningue	Doller	0%	0%	0%	0%	11%	39%	21%	3%	9%	17%
Rosselange	Orne	0%	0%	23%	25%	39%	0%	0%	0%	1%	11%
Rupt-sur-Moselle	Moselle	0%	0%	0%	0%	0%	0%	76%	0%	10%	14%
Russ	Bruche	0%	16%	0%	3%	0%	25%	54%	0%	2%	0%
Saint-Mihiel	Meuse	0%	5%	42%	18%	26%	0%	0%	0%	4%	4%
Saint-Dié	Meurthe	0%	10%	0%	3%	0%	0%	69%	0%	17%	1%
Saint-Nabord	Moselle	0%	1%	0%	0%	0%	0%	67%	0%	11%	20%
Sarreinsming	Sarre	0%	16%	18%	9%	24%	0%	0%	0%	6%	26%
Schweighouse	Moder	0%	61%	3%	5%	7%	0%	0%	0%	10%	14%
Sélestat	Giessen	0%	8%	0%	0%	0%	15%	69%	2%	6%	0%
Soulosse	Vair	0%	9%	23%	25%	39%	0%	0%	0%	0%	5%
Staffelfelden	Thur	0%	1%	0%	2%	0%	54%	23%	8%	6%	5%
Stenay	Meuse	0%	4%	49%	18%	19%	0%	0%	0%	7%	3%
Tonnoy	Moselle	0%	15%	8%	4%	13%	0%	33%	0%	18%	9%
Toul	Moselle	0%	11%	11%	13%	22%	0%	25%	0%	9%	9%
Uckange	Moselle	0%	11%	14%	17%	30%	1%	10%	0%	9%	8%
Vagney	Moselotte	0%	0%	0%	0%	0%	0%	75%	0%	3%	21%
Vandières	Ruisseau du Trey	0%	0%	57%	17%	18%	0%	0%	0%	0%	9%
Varize	Nied Allemande	0%	2%	27%	9%	25%	0%	0%	0%	1%	37%
Vaucouleurs	Meuse	0%	7%	28%	20%	36%	0%	0%	0%	3%	6%
Verdun	Scance	0%	0%	68%	25%	7%	0%	0%	0%	0%	0%
Waltenheim	Zorn	0%	41%	2%	14%	12%	0%	0%	0%	8%	23%
Wintzenheim	Fecht	0%	1%	0%	0%	0%	24%	62%	0%	5%	8%

[2] Atlas des perméabilités, Decloux et al., 1989

ANNEXE 1-1

OCCUPATION DU SOL [4]

Station	Cours d'eau	Surfaces artificielles	Surfaces agricoles	Surfaces en eau	Forêts de feuillus	Forêts de conifères	Forêts mélangées	Pelouses et pâturages naturels	Landes et broussailles	Forêt et végétation arbustive en mutation
Autrey	Brénon	2%	83%	0%	15%	0%	0%	0%	0%	0%
Autrey-Ste-Hélèn	Mortagne	4%	51%	0%	2%	24%	19%	0%	0%	1%
Beinheim	Sauer	12%	39%	2%	24%	12%	8%	0%	1%	1%
Belval	Sormone	4%	71%	0%	24%	0%	0%	0%	0%	1%
Boncourt	Orne	3%	70%	0%	25%	1%	0%	0%	0%	1%
Carignan	Chiers	5%	64%	0%	25%	2%	2%	0%	0%	2%
Chauvency	Chiers	5%	64%	0%	24%	2%	2%	0%	0%	2%
Chénimenil	Vologne	4%	20%	1%	7%	47%	18%	1%	1%	1%
Cheveuges	Bar	2%	71%	1%	23%	1%	0%	0%	0%	1%
Chooz	Meuse	4%	56%	0%	30%	4%	4%	0%	0%	2%
Circourt-sur-Mou	Mouzon	2%	54%	0%	39%	1%	2%	0%	0%	1%
Custines	Moselle	5%	44%	0%	17%	22%	8%	0%	0%	2%
Damelevières	Meurthe	4%	36%	0%	11%	39%	8%	1%	0%	1%
Dannemarie	Largue	2%	48%	0%	25%	5%	20%	0%	0%	0%
Didenheim	Ill	5%	56%	0%	24%	0%	13%	0%	0%	0%
Domremy-la-Puc	Meuse	2%	61%	0%	33%	2%	1%	0%	0%	1%
Epinal	Moselle	4%	22%	0%	13%	35%	22%	1%	1%	1%
Frémonville	Vezouze	1%	3%	0%	2%	84%	6%	0%	0%	3%
Fresse	Moselle	2%	11%	0%	34%	21%	28%	3%	2%	0%
Gerbéviller	Mortagne	3%	45%	0%	14%	27%	11%	0%	0%	1%
Goncourt	Meuse	2%	73%	0%	23%	2%	0%	0%	0%	0%
Han-lès-Juvigny	Loison	1%	51%	0%	29%	9%	4%	0%	0%	6%
Hauconcourt	Moselle	6%	50%	1%	19%	16%	6%	0%	0%	2%
Holtzheim	Bruche	7%	28%	0%	18%	28%	17%	0%	0%	2%
Jarny	Yron	3%	55%	4%	35%	1%	1%	0%	0%	2%
Jezainville	Esch	6%	63%	1%	27%	1%	1%	0%	0%	2%
Kaysersberg	Weiss	7%	27%	0%	9%	28%	24%	3%	1%	0%
Keskastel	Sarre	6%	44%	1%	14%	25%	8%	0%	0%	1%
Lunéville	Vezouze	5%	32%	1%	15%	37%	9%	0%	0%	1%
Malzéville	Meurthe	5%	42%	0%	13%	31%	7%	0%	0%	1%
Metz	Seille	3%	72%	1%	21%	1%	1%	0%	0%	1%
Mirecourt	Madon	2%	63%	0%	27%	4%	1%	0%	0%	2%
Montcy-Notre-Da	Meuse	4%	62%	0%	28%	2%	1%	0%	0%	3%
Niederroedern	Seltzbach	6%	34%	0%	32%	16%	7%	0%	0%	4%
Nomeny	Seille	2%	70%	2%	23%	1%	2%	0%	0%	1%
Onville	Rupt de Mad	2%	54%	1%	35%	2%	1%	0%	0%	6%
Ostheim	Fecht	8%	24%	0%	17%	20%	25%	4%	2%	1%
Pontigny	Nied Française	2%	81%	0%	15%	0%	0%	0%	0%	1%
Pulligny	Madon	3%	70%	0%	23%	2%	1%	0%	0%	1%
Raon l'Etape	Meurthe	4%	25%	0%	3%	56%	8%	2%	1%	1%
Reiningue	Doller	4%	52%	1%	35%	6%	2%	0%	0%	0%
Rosselange	Orne	5%	63%	1%	28%	1%	1%	0%	0%	1%
Rupt-sur-Moselle	Moselle	1%	9%	0%	29%	26%	31%	2%	1%	1%
Russ	Bruche	5%	13%	0%	15%	39%	25%	1%	1%	2%
Saint-Mihiel	Meuse	3%	59%	0%	31%	2%	1%	0%	0%	4%
Saint-Dié	Meurthe	2%	19%	0%	6%	52%	14%	4%	2%	2%
Saint-Nabord	Moselle	3%	20%	0%	16%	28%	28%	2%	2%	2%
Sarreinsming	Sarre	5%	50%	1%	20%	15%	8%	0%	0%	2%
Schweighouse	Moder	7%	60%	0%	11%	10%	12%	0%	0%	0%
Sélestat	Giessen	5%	31%	0%	10%	20%	34%	0%	0%	1%
Soulosse	Vair	5%	62%	0%	29%	4%	0%	0%	0%	1%
Staffelfelden	Thur	8%	33%	1%	22%	17%	16%	1%	2%	0%
Stenay	Meuse	3%	58%	0%	31%	2%	1%	0%	0%	4%
Tonnoy	Moselle	6%	31%	0%	19%	25%	15%	1%	1%	1%
Toul	Moselle	3%	47%	0%	19%	17%	11%	1%	1%	2%
Uckange	Moselle	6%	51%	1%	20%	14%	5%	0%	0%	2%
Vagney	Moselotte	3%	18%	0%	14%	21%	34%	3%	2%	3%
Vandières	Ruisseau du Trey	1%	37%	0%	49%	2%	3%	0%	0%	9%
Varize	Nied Allemande	5%	77%	2%	15%	0%	1%	0%	0%	0%
Vaucouleurs	Meuse	3%	60%	0%	32%	2%	1%	0%	0%	2%
Verdun	Scance	0%	43%	0%	44%	3%	0%	0%	0%	10%
Waltenheim	Zorn	7%	47%	0%	10%	24%	12%	0%	0%	1%
Wintzenheim	Fecht	3%	13%	0%	22%	21%	29%	7%	3%	1%

[4] Base de données CORINE Land Cover (2000)

ANNEXE 1-1 **RESEAU HYDROGRAPHIQUE**

Station	Cours d'eau	Longueur du réseau pérenne (km)	Densité de drainage du réseau pérenne	Longueur du réseau total (km)	Densité de drainage du réseau total
Autrey	Brénon	89	0.62	137	0.96
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	81	0.82	100	1.01
Beinheim	Sauer	378	0.74	597	1.17
Belval	Sormone	261	0.67	273	0.70
Boncourt	Orne	212	0.51	395	0.96
Carignan	Chiers	682	0.35	967	0.49
Chauvency	Chiers	545	0.32	822	0.48
Chénimenil	Vologne	317	0.89	378	1.06
Cheveuges	Bar	290	0.74	321	0.82
Chooz	Meuse	4241	0.42	5455	0.54
Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	265	0.66	362	0.90
Custines	Moselle	4171	0.69	5701	0.94
Damelevières	Meurthe	1756	0.76	2405	1.04
Dannemarie	Largue	78	0.62	102	0.82
Didenheim	Ill	397	0.74	551	1.03
Domremy-la-Pucelle	Meuse	570	0.53	886	0.83
Epinal	Moselle	1107	0.91	1305	1.07
Frémonville	Vezouze	96	0.91	115	1.09
Fresse	Moselle	68	0.95	93	1.30
Gerbéviller	Mortagne	371	0.75	532	1.07
Goncourt	Meuse	231	0.63	307	0.83
Han-lès-Juvigny	Loison	183	0.52	280	0.79
Hauconcourt	Moselle	5573	0.65	8002	0.93
Holtzheim	Bruche	461	0.68	632	0.93
Jarny	Yron	180	0.48	401	1.06
Jezainville	Esch	74	0.33	152	0.67
Kaysersberg	Weiss	82	0.69	98	0.83
Keskastel	Sarre	689	0.78	887	1.00
Lunéville	Vezouze	406	0.73	559	1.00
Malzéville	Meurthe	2050	0.70	2940	1.01
Metz	Seille	826	0.65	1351	1.07
Mirecourt	Madon	271	0.73	341	0.91
Montcy-Notre-Dame	Meuse	3737	0.48	4909	0.63
Niederroedern	Seltzbach	173	0.87	225	1.13
Nomeny	Seille	595	0.65	975	1.06
Onville	Rupt de Mad	170	0.47	316	0.87
Ostheim	Fecht	315	0.70	419	0.94
Pontigny	Nied Française	338	0.68	563	1.13
Pulligny	Madon	633	0.67	834	0.89
Raon l'Etape	Meurthe	582	0.80	763	1.05
Reiningue	Doller	149	0.84	205	1.15
Rosselange	Orne	574	0.47	1163	0.94
Rupt-sur-Moselle	Moselle	152	0.99	190	1.24
Russ	Bruche	181	0.80	251	1.11
Saint-Mihiel	Meuse	1131	0.44	1774	0.69
Saint-Dié	Meurthe	307	0.84	394	1.07
Saint-Nabord	Moselle	611	0.99	717	1.16
Sarreinsming	Sarre	1340	0.76	1786	1.02
Schweighouse	Moder	399	0.64	535	0.87
Sélestat	Giessen	228	0.85	308	1.15
Soulosse	Vair	224	0.51	351	0.80
Staffelfelden	Thur	188	0.74	267	1.06
Stenay	Meuse	1765	0.45	2545	0.65
Tonnoy	Moselle	1650	0.84	2086	1.06
Toul	Moselle	1882	0.71	2427	0.92
Uckange	Moselle	6231	0.62	9270	0.93
Vagney	Moselotte	158	0.86	192	1.04
Vandières	Ruisseau du Trey	9	0.24	16	0.41
Varize	Nied Allemande	260	0.73	357	1.01
Vaucouleurs	Meuse	884	0.50	1385	0.79
Verdun	Scance	10	0.42	12	0.50
Waltenheim	Zorn	497	0.73	650	0.95
Wintzenheim	Fecht	151	0.72	204	0.97

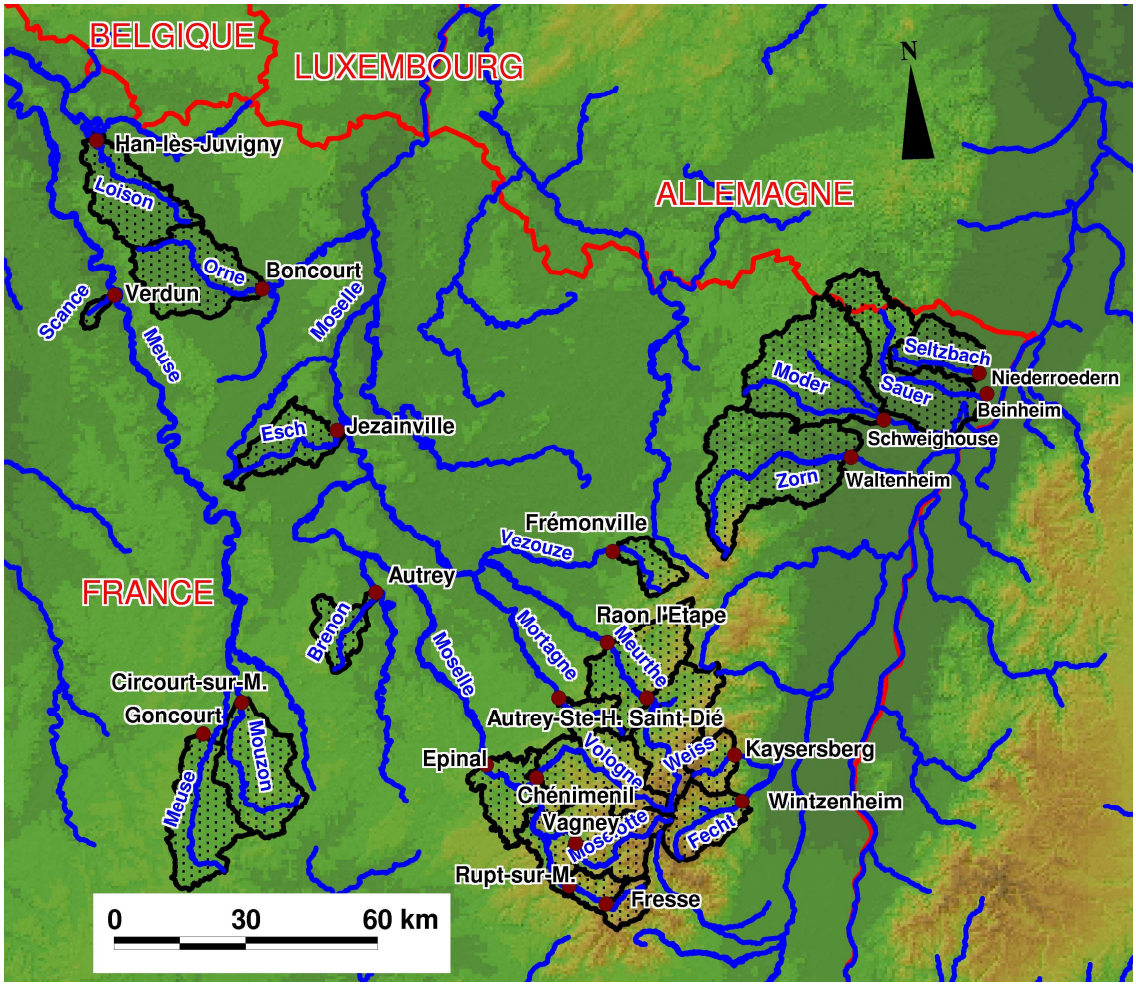
ANNEXE 1-1		HYDROGEOLOGIE SIMPLIFIEE [6]										SYSTEME (%)	
Station	Cours d'eau	Grès	Calcaires	Socle	Argiles	Marnes	Alluvions	Grès à roseaux du keuper	Cailloutis pliocènes	Gaize	Paléozoïque champs de fracture	Domaine aquifère	Domaine non aquifère
Autrey	Brénon	2%	17%	0%	0%	0%	0%	81%	0%	0%	0%	19%	81%
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	100%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	100%	0%
Beinheim	Sauer	34%	0%	0%	0%	9%	45%	0%	0%	0%	11%	80%	20%
Belval	Sormone	8%	41%	24%	27%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	49%	51%
Boncourt	Orne	0%	19%	0%	81%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	19%	81%
Carignan	Chiers	2%	49%	0%	48%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	52%	48%
Chauvency	Chiers	0%	50%	0%	49%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	51%	49%
Chénimenil	Vologne	24%	0%	76%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	24%	76%
Cheveuges	Bar	0%	55%	0%	42%	0%	0%	0%	0%	3%	0%	58%	42%
Chooz	Meuse	4%	47%	10%	31%	0%	0%	7%	0%	0%	0%	51%	49%
Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	16%	19%	0%	0%	0%	0%	65%	0%	0%	0%	35%	65%
Custines	Moselle	22%	13%	22%	9%	0%	0%	34%	0%	0%	0%	35%	65%
Damelevières	Meurthe	39%	10%	18%	9%	0%	0%	24%	0%	0%	0%	50%	50%
Dannemarie	Largue	0%	18%	0%	0%	12%	0%	0%	70%	0%	0%	88%	12%
Didenheim	Ill	0%	10%	0%	0%	52%	0%	0%	38%	0%	0%	48%	52%
Domremy-la-Pucelle	Meuse	6%	32%	0%	38%	0%	0%	24%	0%	0%	0%	38%	62%
Epinal	Moselle	24%	0%	76%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	24%	76%
Frémonville	Vezouze	68%	2%	0%	29%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	71%	29%
Fresse	Moselle	0%	0%	100%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	100%
Gerbéviller	Mortagne	47%	18%	0%	14%	0%	0%	20%	0%	0%	0%	66%	34%
Goncourt	Meuse	10%	15%	0%	0%	0%	0%	75%	0%	0%	0%	25%	75%
Han-lès-Juvigny	Loison	0%	31%	0%	69%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	31%	69%
Hauconcourt	Moselle	16%	15%	15%	11%	0%	0%	43%	0%	0%	0%	31%	69%
Holtzheim	Bruche	31%	0%	41%	0%	3%	7%	0%	0%	0%	18%	38%	62%
Jarny	Yron	0%	11%	0%	89%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	11%	89%
Jezainville	Esch	0%	57%	0%	42%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	57%	43%
Kaysersberg	Weiss	10%	0%	90%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	10%	90%
Keskastel	Sarre	19%	24%	0%	23%	0%	0%	33%	0%	0%	0%	43%	57%
Lunéville	Vezouze	21%	18%	0%	21%	0%	0%	40%	0%	0%	0%	39%	61%
Malzéville	Meurthe	31%	9%	14%	7%	0%	0%	39%	0%	0%	0%	40%	60%
Metz	Seille	4%	1%	0%	0%	0%	0%	95%	0%	0%	0%	5%	95%
Mirecourt	Madon	16%	35%	0%	14%	0%	0%	35%	0%	0%	0%	51%	49%
Montcy-Notre-Dame	Meuse	4%	51%	3%	34%	0%	0%	8%	0%	0%	0%	55%	45%
Niederroedern	Seltzbach	5%	0%	0%	0%	54%	41%	0%	0%	0%	0%	46%	54%
Nomeny	Seille	6%	1%	0%	0%	0%	0%	94%	0%	0%	0%	6%	94%
Onville	Rupt de Mad	0%	35%	0%	64%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	35%	65%
Ostheim	Fecht	4%	0%	87%	0%	1%	5%	0%	0%	0%	3%	9%	91%
Pontigny	Nied Française	10%	1%	0%	0%	0%	0%	89%	0%	0%	0%	11%	89%
Pulligny	Madon	9%	17%	0%	6%	0%	0%	68%	0%	0%	0%	26%	74%
Raon l'Etape	Meurthe	46%	0%	54%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	46%	54%
Reiningue	Doller	0%	0%	64%	0%	18%	16%	0%	1%	0%	1%	17%	83%
Rosselange	Orne	0%	32%	0%	68%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	32%	68%
Rupt-sur-Moselle	Moselle	0%	0%	100%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	100%
Russ	Bruche	15%	0%	85%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	15%	85%
Saint-Mihiel	Meuse	3%	47%	0%	28%	0%	0%	21%	0%	0%	0%	51%	49%
Saint-Dié	Meurthe	22%	0%	78%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	22%	78%
Saint-Nabord	Moselle	2%	0%	98%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	98%
Sarreinsming	Sarre	15%	19%	0%	19%	0%	0%	47%	0%	0%	0%	34%	66%
Schweighouse	Moder	62%	0%	0%	0%	4%	1%	0%	0%	0%	33%	63%	37%
Sélestat	Giessen	9%	0%	90%	0%	0%	2%	0%	0%	0%	0%	10%	90%
Soulosse	Vair	5%	36%	0%	0%	0%	0%	59%	0%	0%	0%	41%	59%
Staffelfelden	Thur	0%	0%	87%	0%	4%	9%	0%	0%	0%	1%	9%	91%
Stenay	Meuse	2%	57%	0%	28%	0%	0%	14%	0%	0%	0%	59%	41%
Tonnoy	Moselle	20%	12%	47%	3%	0%	0%	19%	0%	0%	0%	31%	69%
Toul	Moselle	15%	13%	35%	7%	0%	0%	31%	0%	0%	0%	28%	72%
Uckange	Moselle	14%	17%	13%	17%	0%	0%	38%	0%	0%	0%	31%	69%
Vagney	Moselotte	0%	0%	100%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	100%
Vandières	Ruisseau du Trey	0%	75%	0%	0%	0%	0%	25%	0%	0%	0%	75%	25%
Varize	Nied Allemande	3%	25%	0%	5%	0%	0%	67%	0%	0%	0%	28%	72%
Vaucouleurs	Meuse	5%	38%	0%	27%	0%	0%	30%	0%	0%	0%	43%	57%
Verdun	Scance	0%	80%	0%	20%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	80%	20%
Waltenheim	Zorn	41%	0%	0%	9%	0%	1%	0%	0%	0%	48%	42%	58%
Wintzenheim	Fecht	1%	0%	99%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	99%

[6] BRGM, 1999

ANNEXE 1-1 Base de données de principales caractéristiques des bassins versants

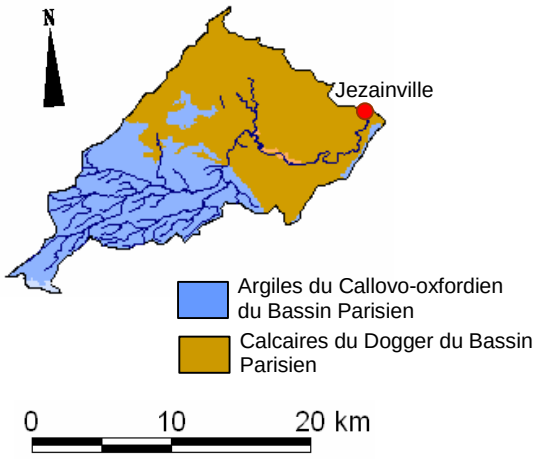
Station	Cours d'eau	Particularités ou influences anthropiques
Autrey	Brénon	*
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	*
Beinheim	Sauer	Echanges nappe/rivière
Belval	Sormone	*
Boncourt	Orne	Possibles vidanges d'étangs
Carignan	Chiers	*
Chauvency	Chiers	*
Chénimenil	Vologne	Micro-centrales, eclusées
Cheveuges	Bar	Alimentation canal des Ardennes
Chooz	Meuse	*
Circourt-sur-Mouzon	Mouzon	Réseaux karstiques
Custines	Moselle	Soutiens d'étiage
Damelevières	Meurthe	Soutiens d'étiage
Dannemarie	Largue	Alimentation canal Rhin-Rhône
Didenheim	Ill	Alimentation canal Rhin-Rhône
Domremy-la-Pucelle	Meuse	*
Epinal	Moselle	Alimentation rigole de Bouzey
Frémonville	Vezouze	*
Fresse	Moselle	*
Gerbéviller	Mortagne	*
Goncourt	Meuse	*
Han-lès-Juvigny	Loison	*
Hauconcourt	Moselle	Soutiens d'étiage
Holtzheim	Bruche	Canal de dérivation
Jarny	Yron	Exhaures
Jezainville	Esch	*
Kaysersberg	Weiss	Hydro-électricité
Keskastel	Sarre	Alimentation canal des houillères
Lunéville	Vezouze	*
Malzéville	Meurthe	Soutiens d'étiage
Metz	Seille	Vidange d'étangs
Mirecourt	Madon	*
Montcy-Notre-Dame	Meuse	*
Niederroedern	Seltzbach	*
Nomeny	Seille	Vidange d'étangs
Onville	Rupt de Mad	Prise AEP
Ostheim	Fecht	Pertes dans le cône de déjection
Pontigny	Nied Française	*
Pulligny	Madon	*
Raon l'Etape	Meurthe	*
Reiningue	Doller	Soutiens d'étiage
Rosselange	Orne	Exhaures
Rupt-sur-Moselle	Moselle	*
Russ	Bruche	*
Saint-Mihiel	Meuse	*
Saint-Dié	Meurthe	*
Saint-Nabord	Moselle	Alimentation rigole de Bouzey
Sarreinsming	Sarre	Alimentation canal des houillères
Schweighouse	Moder	*
Sélestat	Giessen	Dérivations
Soulosse	Vair	Réseaux karstiques
Staffelfelden	Thur	Soutiens d'étiage
Stenay	Meuse	*
Tonnoy	Moselle	Alimentation canal des Vosges
Toul	Moselle	Prise AEP Nancy - Restitution canal des Vosges
Uckange	Moselle	Soutiens d'étiage
Vagney	Moselotte	Micro-centrales, eclusées
Vandières	Ruisseau du Trey	Prise AEP
Varize	Nied Allemande	Exhaures
Vaucouleurs	Meuse	*
Verdun	Scance	*
Waltenheim	Zorn	Absence de limnigraphe jusqu'en 1983-Alimentation canal de la Marne au Rhin
Wintzenheim	Fecht	Soutiens d'étiage - Pertes dans le cône de déjection

ANNEXE 1-2 : Les bassins de référence

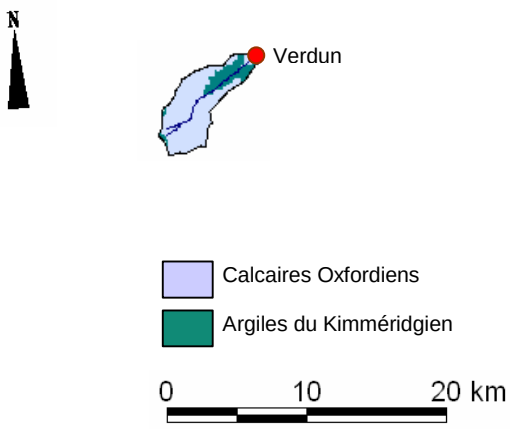


BASSINS CALCAIRES

Bassin versant de l'Esch à Jezainville : 228 km²

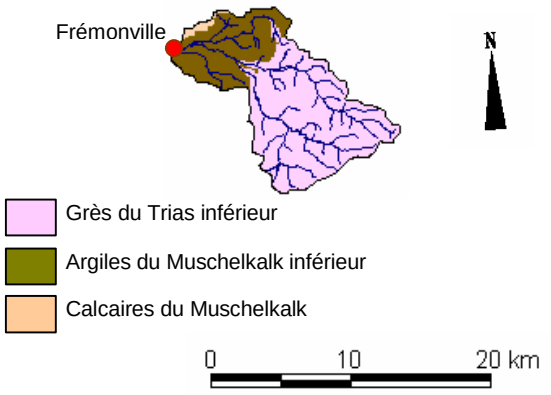


Bassin versant de la Scance à Verdun : 24 km²

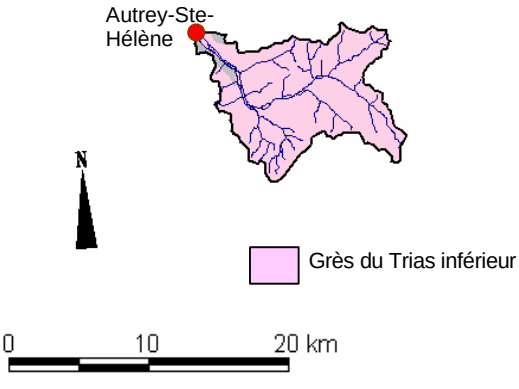


BASSINS GRESEUX

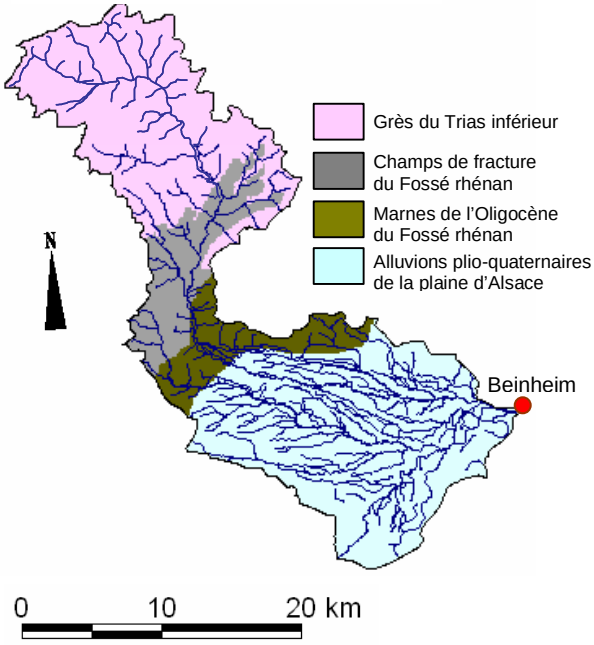
Bassin versant de la Vezouze à Frémonville : 105 km²



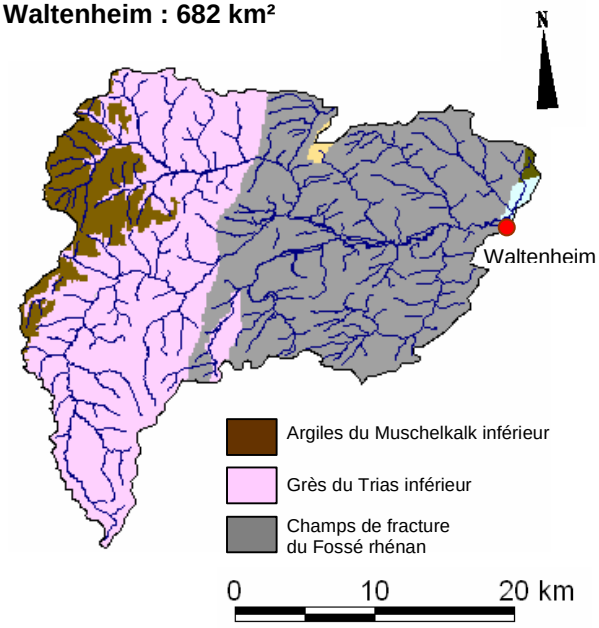
Bassin versant de la Mortagne à Autrey-Ste-Hélène : 99 km²



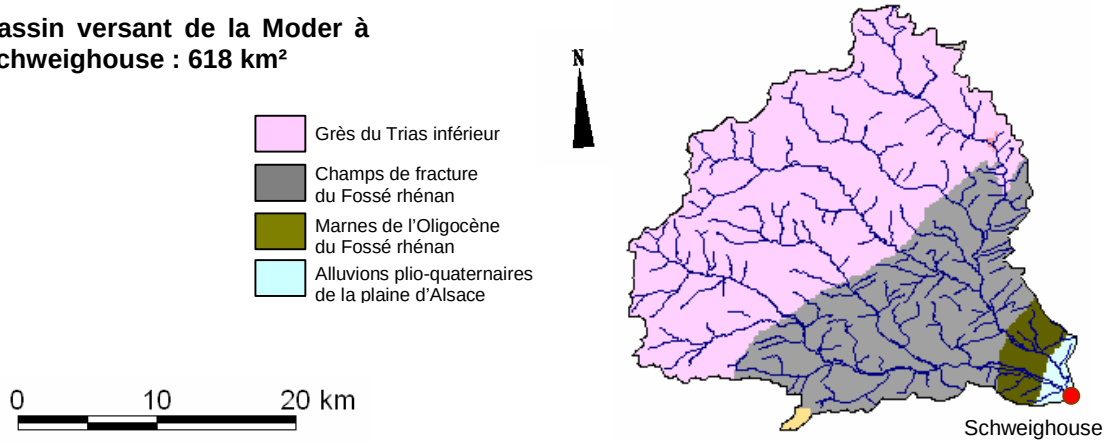
Bassin versant de la Sauer à Beinheim : 511 km²



Bassin versant de la Zorn à Waltenheim : 682 km²

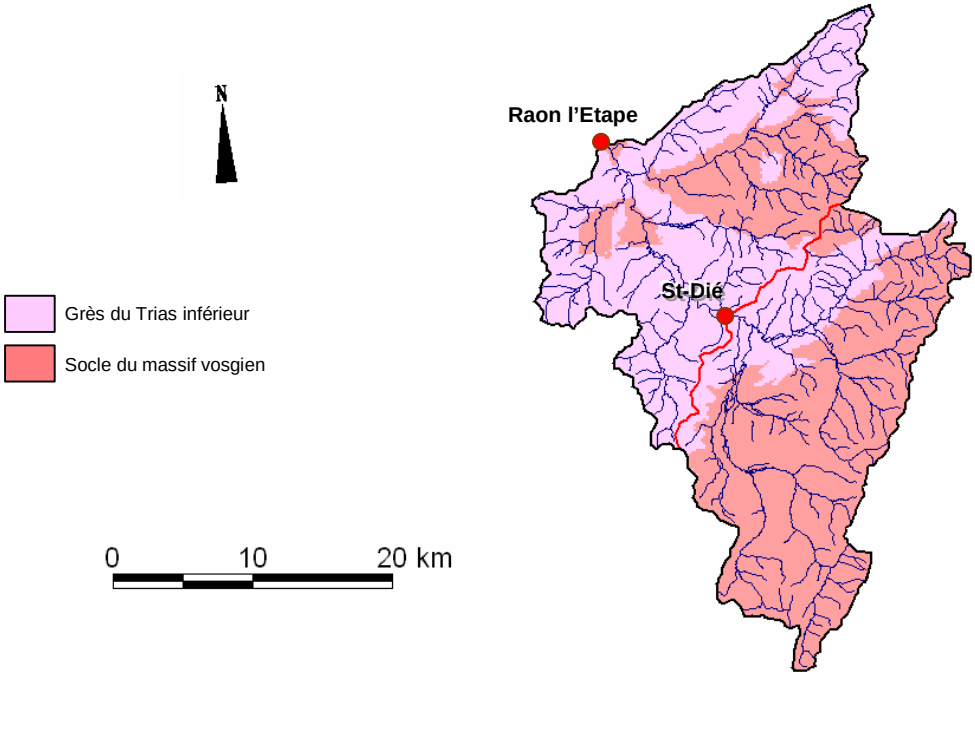


Bassin versant de la Moder à Schweighouse : 618 km²

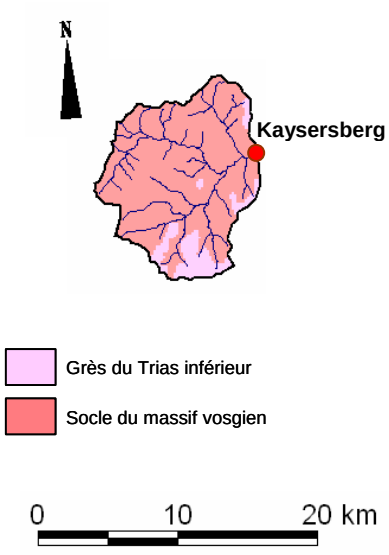


BASSINS DEVELOPPES SUR LE SOCLE DU MASSIF VOSGIEN MAIS INFLUENCES PAR LES GRES

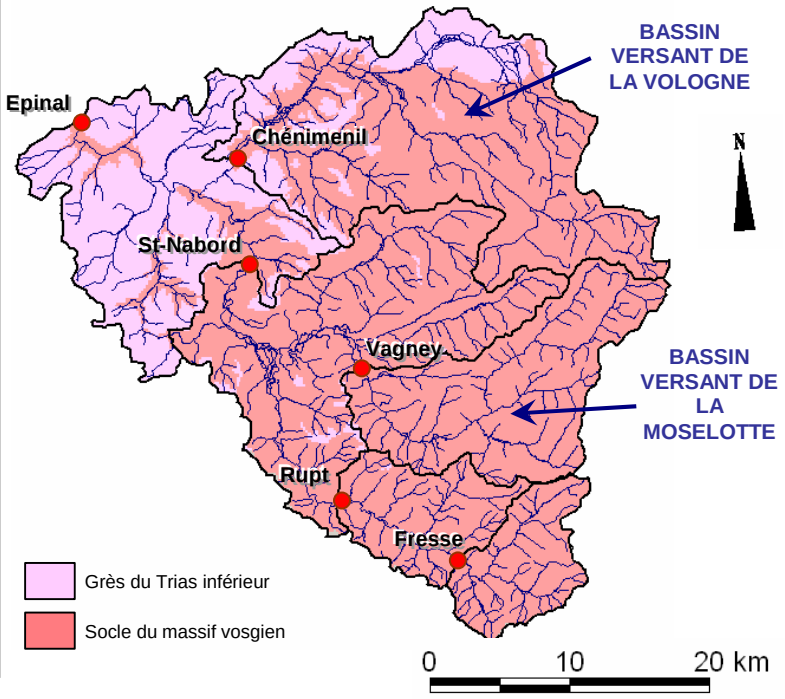
Bassin versant de la Meurthe à St-Dié (367 km²) et à Raon l'Etape (724 km²)



Bassin versant de la Weiss à Kaysersberg : 119 km²

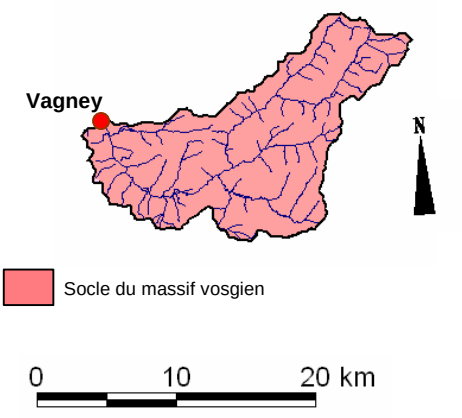


Bassin versant de la Moselle à Epinal (1218 km²) et de la Vologne à Chénimenil (356 km²)

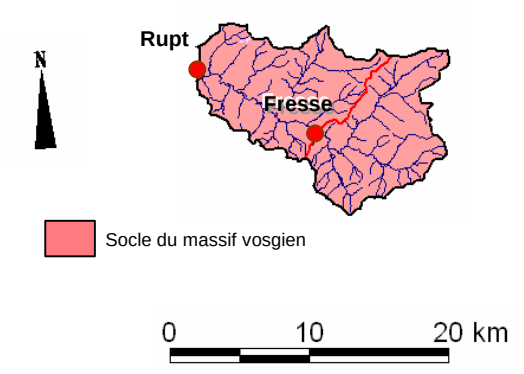


BASSINS IMPERMEABLES DU SOCLE DU MASSIF VOSGIEN

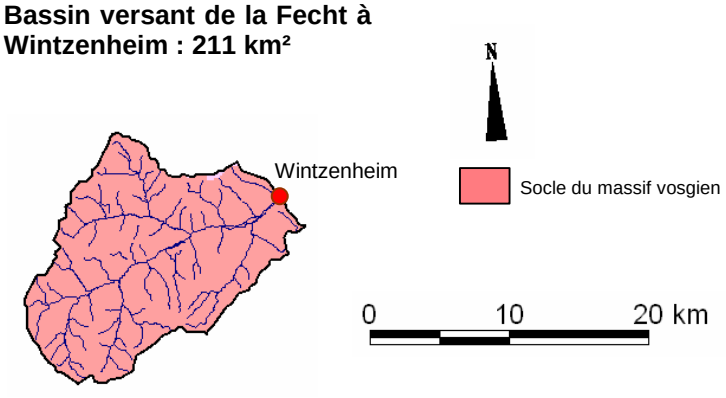
Bassin versant de la Moselotte à Vagney : 184 km²



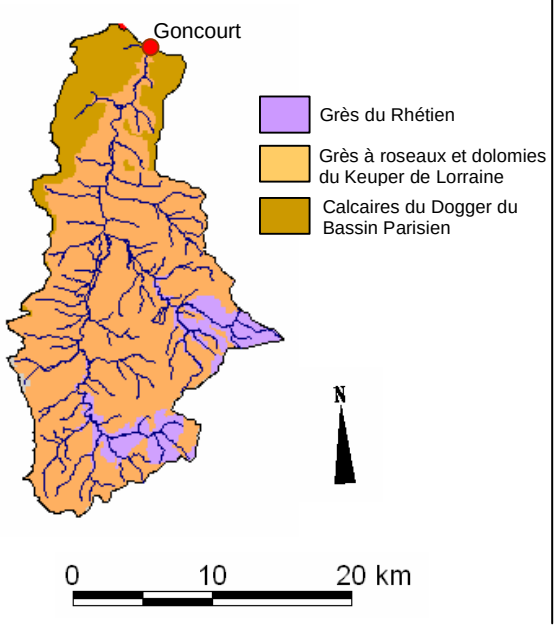
Bassin versant de la Moselle à Fresse (72 km²) et à Rupt (153 km²)



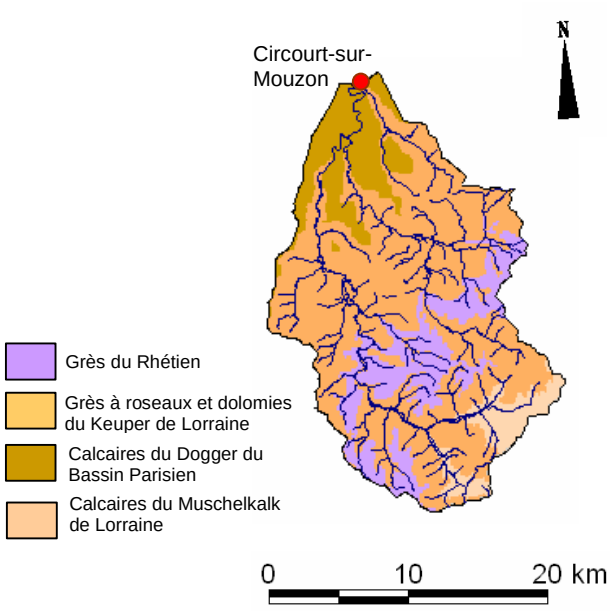
Bassin versant de la Fecht à Wintzenheim : 211 km²



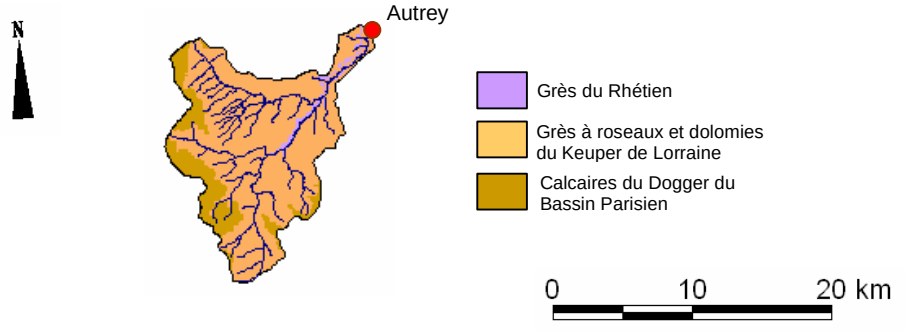
Bassin versant de la Meuse à Goncourt : 370 km²



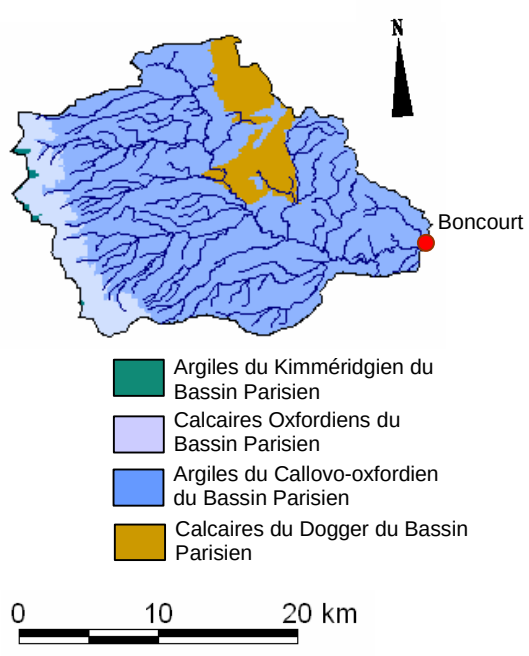
Bassin versant du Mouzon à Circourt-sur-Mouzon : 401 km²



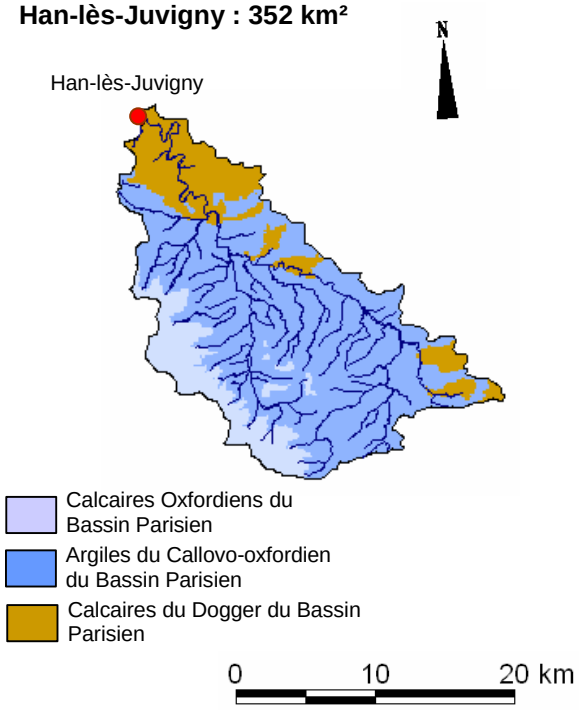
Bassin versant du Brénon à Autrey : 143 km²



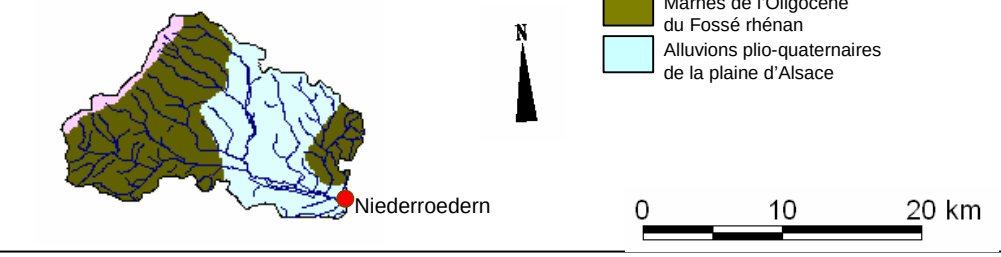
Bassin versant de l'Orne à Boncourt : 412 km²



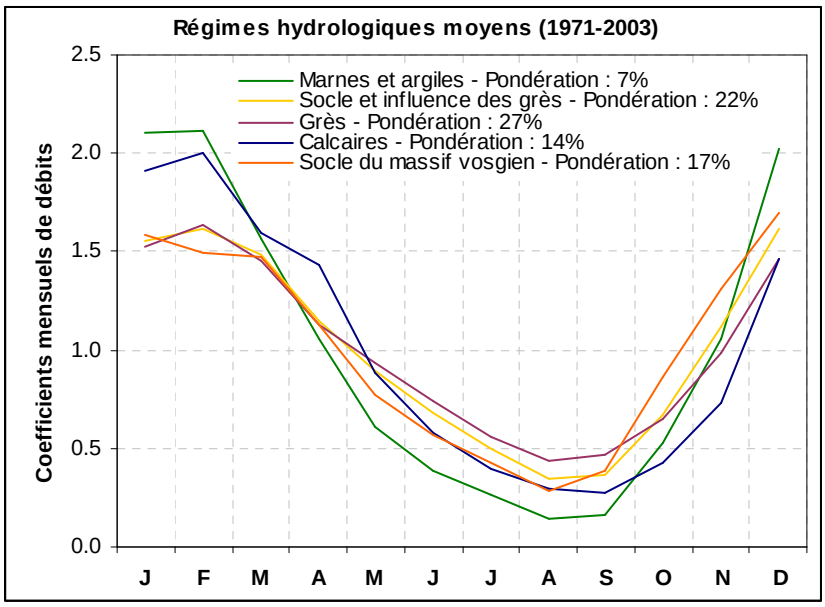
Bassin versant du Loison à Han-lès-Juvigny : 352 km²



Bassin versant du Seltzbach à Niederroedern : 200 km²



Régimes hydrologiques moyens des différents groupes de stations



Les bassins versants imperméables développés sur les marnes et les argiles présentent le régime moyen le plus immodéré.

Les bassins versants gréseux montrent, à l'inverse, une importante pondération.

Les bassins versants imperméables du socle vosgien ont un régime modéré par l'importance des précipitations sur le massif.

Les bassins versants calcaires affichent un régime relativement excessif.

ANNEXE 1-3 : Coefficients pondérateurs des postes pluviométriques expliquant les précipitations moyennes des bassins - Coefficients de corrélation et somme des coefficients pondérateurs

	Mézières	Le Chesne	Ham/Meuse	Mogues	Neuville-Les-B.	Bonnecourt	Vaucouleurs	Neufchateau	Longuyon	Bras/Meuse	Mirecourt	Bayon	Conflans	Laneuveville	Nancy-Essey	Metz-Frescaty	Chât.-Salins	Faulquemont	Mittersheim	Rémelfing	St-Quirin	Tressange	Padoux	Phalsbourg	Mouterhouse	Rothau	Kruth	Ste Marie	La Bresse	Ste-Marguerite	Wissembourg	Kiffis	Mulhouse	r^2	Somme
L'Ill à Didenheim																																28%	93%	93%	121%
La Sormone à Belval	60%				57%																													95%	117%
La Moselle à Rupt-sur-Moselle																											61%		54%					95%	115%
La Meuse à Chooz	52%		28%		36%																													97%	115%
La Meurthe à Damelevières														37%									33%							42%				98%	112%
La Meurthe à Saint-Dié																												45%		65%				96%	110%
La Moselle à Epinal																							48%						62%					97%	110%
La Vologne à Chénimenil																							44%						37%	28%				97%	109%
Le Madon à Mirecourt											108%																							95%	108%
La Meurthe à Raon l'Etape																												25%	11%	71%				98%	106%
La Largue à Dannemarie																											11%					48%	47%	94%	106%
La Moselle à Tonnoy												23%											43%				15%		24%					98%	105%
Le Vair à Soulosse								52%			53%																							93%	105%
Le Bar à Cheveuges	23%	82%																																99%	105%
Le Mouzon à Circourt-sur-M.								64%			40%																							92%	104%
La Scance à Verdun										85%												20%												96%	104%
Le Madon à Pulligny											104%																							97%	104%
La Meuse à Domremy-la-Pucelle						22%		58%			23%																							97%	103%
La Vezouze à Frémonville																					103%													96%	103%
La Meuse à Vaucouleurs						17%		58%			28%																							97%	103%
La Meuse à Montcy-Notre-Dame	47%	18%		37%																														98%	103%
La Mortagne à Autrey-Ste-H.																							42%						13%	48%				95%	102%
La Meuse à Saint-Mihiel							36%	41%			25%																							98%	102%
La Bruche à Russ																										72%		30%						99%	102%
La Sarre à Keskastel																			38%		35%			28%										99%	101%
La Vezouze à Lunéville														55%							46%													97%	101%
La Meuse à Stenay							26%	29%		29%	16%																							98%	100%
La Moselle à Hauconcourt											37%				27%	20%													16%					98%	100%
La Meuse à Goncourt						40%		32%			28%																							95%	100%
Ruisseau du Trey à Vandières							35%									65%																		91%	100%
La Fecht à Wintzenheim																										11%	46%		24%			19%		95%	100%
La Moselle à Toul											71%																		29%					97%	100%
La Moselotte à Vagney																											32%		68%					99%	100%
La Nied Allemande à Varize																19%		61%		19%														98%	100%
La Weiss à Kaysersberg																										22%	19%	58%						92%	99%
La Mortagne à Gerbéviller																							71%							29%				96%	99%
La Thur à Staffelfelden																											63%						38%	98%	98%
L'Yron à Jarny										31%			16%			51%																		93%	98%
La Moselle à Saint-Nabord																											34%		64%					97%	98%
Le Rupt de Mad à Onville							45%									52%																		93%	97%
La Sarre à Sarreinsming																			42%		24%			30%										98%	96%
L'Esch à Jezainville							33%								29%	34%																		93%	96%
La Nied Française à Pontigny																20%	36%	40%																98%	96%
La Chiers à Chauvency									56%	12%												28%												99%	96%
La Sauer à Beinheim																								42%							53%			94%	95%
La Moselle à Uckange											34%					31%					18%							12%						98%	95%
La Moselle à Custines											34%										18%		26%					16%						98%	95%
La Fecht à Ostheim																											29%	26%		23%			17%	95%	94%
L'Orne à Rosselange										25%						44%						25%												96%	94%
La Meurthe à Malzéville																					32%		37%							25%				97%	94%
La Chiers à Carignan				76%					17%																									99%	93%
La Moder à Schweighouse aval																								26%	51%						15%			98%	93%
Le Loison à Han-lès-Juvigny									40%	30%												23%												97%	93%
Le Seltzbach à Niederroedern																									18%						74%			96%	92%
La Seille à Nomeny															21%		44%		27%															97%	92%
La Seille à Metz																26%	44%		21%															97%	92%
L'Orne à Boncourt										41%						31%						18%												95%	91%
La Zorn à Waltenheim																					19%			71%										96%	90%
La Doller à Reininque																											64%					25%		94%	89%
Le Giessen à Sélestat																												63%				23%		90%	85%
La Bruche à Holtzheim																					39%					23%		23%						94%	85%
Le Brénon à Autrey							22%	30%			30%			21%																				80%	85%
La Moselle à Fresse																										0.17	80%		0.29					88%	85%

ANNEXE 2-2 **Les débits d'étiage et modules (en m^3/s)**

Station	Cours d'eau	Q 50%	Q 70%	Q 80%	Q 90%	Q 95%	DCE	Mode	Module	QMNA F1/2	QMNA F1/5	QMNA F1/10	VCN10 F1/10	VCN10 F1/5	VCN10 F1/2	VCN3 F1/10	VCN3 F1/5	VCN3 F1/2
Autrey	Brénon	0.399	0.164	0.089	0.045	0.031	0.022	0.028	1.442	0.058	0.034	0.024	0.013	0.017	0.032	0.010	0.014	0.027
Autrey-Ste-H.	Mortagne	1.223	0.863	0.723	0.573	0.497	0.441	0.729	1.658	0.642	0.477	0.408	0.352	0.406	0.536	0.329	0.382	0.507
Beinheim	Sauer	2.582	1.841	1.561	1.241	1.081	0.977	1.611	3.805	1.444	1.086	0.936	0.831	0.995	1.348	0.767	0.931	1.291
Belval	Sormone	3.826	2.000	1.618	1.169	0.966	0.863	1.402	5.455	1.178	0.833	0.695						
Boncourt	Orne	1.340	0.622	0.410	0.236	0.124	0.085	0.170	3.654	0.230	0.111	0.076	0.044	0.064	0.135	0.030	0.047	0.108
Carignan	Chiers	17.80	12.10	10.40	8.59	7.58	6.63	10.13	26.78	9.360	7.226	6.316	5.840	6.610	8.378	5.683	6.428	8.136
Chauvency	Chiers	14.80	10.20	8.79	7.22	5.93	5.23	8.85	23.70	7.519	5.483	4.652	4.062	4.920	6.789	3.631	4.453	6.260
Cheniménil	Vologne	5.987	3.888	3.128	2.249	1.829	1.489	3.035	9.660	2.691	1.926	1.619	1.173	1.421	2.054	1.033	1.268	1.879
Cheveuges	Bar	2.647	1.488	1.209	0.875	0.711	0.571	1.019	5.224	0.981	0.670	0.550	0.386	0.481	0.735	0.336	0.427	0.675
Chooz	Meuse	92.80	52.50	42.10	31.50	25.10	21.30	37.82	150.07	34.87	25.61	21.81	17.51	20.62	28.19	16.18	18.99	25.80
Circourt-sur-M.	Mouzon	1.200	0.423	0.258	0.143	0.090	0.068	0.072	4.587	0.170	0.096	0.071	0.039	0.060	0.111	0.027	0.045	0.092
Custines	Moselle	73.10	43.10	33.30	24.40	20.50	17.60	30.98	113.66	26.53	19.10	16.10	12.01	14.60	20.26	10.28	12.73	18.15
Damelevières	Meurthe	21.40	13.10	10.60	8.331	6.921	5.951	10.44	34.66	9.550	6.849	5.621	4.720	5.612	7.534	4.274	5.093	6.860
Dannemarie	Largue	0.530	0.257	0.168	0.100	0.075	0.056	0.094	1.183	0.149	0.086	0.065	0.037	0.048	0.082	0.028	0.038	0.065
Didenheim	Ill	3.499	2.210	1.770	1.290	0.975	0.767	1.473	6.421	1.380	0.949	0.756	0.522	0.668	0.996	0.407	0.545	0.863
Domremy-la-P.	Meuse	5.108	2.169	1.509	0.949	0.679	0.505	0.830	12.341	1.061	0.644	0.497	0.456	0.548	0.778	0.441	0.528	0.746
Epinal	Moselle	23.91	14.71	10.90	7.263	5.352	4.472	9.315	38.45	7.796	5.316	4.356	3.450	4.097	5.692	2.986	3.587	5.096
Frémonville	Vezouze								1.746									
Fresse	Moselle	2.040	1.080	0.716	0.452	0.281	0.210	0.427	3.269	0.524	0.326	0.255	0.198	0.237	0.334	0.165	0.196	0.272
Gerbéviller	Mortagne	3.489	2.309	1.839	1.339	1.070	0.899	1.656	5.750	1.665	1.123	0.915	0.742	0.909	1.339	0.697	0.855	1.268
Goncourt	Meuse	1.051	0.381	0.220	0.119	0.070	0.047	0.059	4.174	0.152	0.080	0.058	0.034	0.046	0.083	0.024	0.034	0.065
Han-lès-J.	Loison	1.370	0.727	0.551	0.381	0.274	0.198	0.296	3.951	0.456	0.260	0.179	0.134	0.197	0.351	0.112	0.170	0.314
Hauconcourt	Moselle	78.50	47.70	36.90	26.40	21.30	18.30	32.54	134.1	30.17	20.62	16.91	13.64	16.34	23.06	11.86	14.35	20.65
Holtzheim	Bruche	5.000	2.700	1.890	1.240	0.967	0.788	1.604	8.006	1.361	0.896	0.692	0.439	0.577	0.893	0.344	0.473	0.776
Jarny	Yron	1.630	0.936	0.721	0.484	0.334	0.281	0.463	3.773	0.543	0.369	0.302	0.177	0.257	0.452	0.145	0.214	0.383
Jezainville	Esch	0.601	0.269	0.187	0.119	0.085	0.062	0.103	1.469	0.147	0.081	0.055	0.040	0.062	0.117	0.035	0.055	0.106
Kaysersberg	Weiss	1.701	1.111	0.910	0.700	0.593	0.520	0.911	2.510	0.782	0.604	0.529	0.448	0.506	0.629	0.408	0.465	0.583
Keskastel	Sarre	4.318	2.949	2.459	1.859	1.449	1.220	2.024	9.883	2.385	1.633	1.298	0.881	1.149	1.759	0.623	0.879	1.493
Lunéville	Vezouze	3.449	2.009	1.619	1.230	0.999	0.896	1.325	6.628	1.410	1.017	0.859	0.767	0.876	1.128	0.740	0.834	1.047
Malzéville	Meurthe	26.00	16.10	13.10	9.971	7.691	6.359	12.397	39.75	11.18	7.560	5.955	4.683	5.990	8.937	3.927	5.163	7.999
Metz	Seille	4.271	2.531	2.000	1.490	1.200	1.040	1.513	10.075	1.675	1.202	1.011	0.842	0.992	1.356	0.796	0.935	1.271
Mirecourt	Madon	2.020	1.260	1.050	0.815	0.651	0.563	0.621	4.745	0.975	0.734	0.633	0.439	0.554	0.811	0.414	0.525	0.775
Montcy-N.-D.	Meuse	68.90	39.30	31.70	23.70	18.50	16.10	27.49	103.9	27.37	20.67	17.86	13.71	15.87	21.00	11.87	13.82	18.47
Niederroedern	Seltzbach	0.933	0.515	0.376	0.255	0.191	0.151	0.315	1.668	0.291	0.193	0.156	0.106	0.134	0.211	0.085	0.110	0.182
Nomeny	Seille	4.099	2.309	1.800	1.360	1.130	0.995	1.497	7.878	1.486	1.099	0.939	0.734	0.856	1.147	0.663	0.776	1.050
Onville	Rupt de Mad	1.662	0.932	0.715	0.551	0.439	0.377	0.545	3.484	0.606	0.409	0.334	0.267	0.348	0.535	0.258	0.333	0.504
Ostheim	Fecht	3.379	1.889	1.449	1.040	0.799	0.644	1.177	6.552	1.195	0.748	0.557	0.430	0.566	0.878	0.347	0.471	0.762
Pontigny	Nied Fr.	1.511	0.902	0.716	0.572	0.470	0.413	0.519	4.189	0.665	0.483	0.409	0.338	0.389	0.508	0.312	0.355	0.455
Pulligny	Madon	4.228	2.219	1.809	1.359	1.080	0.932	1.296	10.565	1.579	1.225	1.059	0.837	0.963	1.229	0.733	0.861	1.134
Pulversheim	Thur	3.350	2.160	1.700	1.170	0.891	0.739	1.445	6.184	1.326	0.870	0.698	0.423	0.578	0.941	0.350	0.478	0.779
Raon l'Etape	Meurthe	10.30	6.739	5.389	3.959	3.169	2.549	5.136	14.54	4.248	3.106	2.639	2.031	2.379	3.220	1.846	2.166	2.941
Reiningue	Doller	1.529	0.946	0.777	0.647	0.577	0.521	0.614	4.175	0.640	0.369	0.258						
Rosselange	Orne	5.900	3.140	2.460	1.740	1.300	0.939	1.736	12.219	2.109	1.267	0.913	0.662	0.959	1.681	0.589	0.858	1.513
Rupt-sur-M.	Moselle	3.674	2.067	1.498	0.924	0.658	0.558	1.112	6.931	1.034	0.628	0.484	0.381	0.467	0.689	0.340	0.414	0.606
Russ	Bruche	3.850	2.520	2.000	1.480	1.210	1.090	1.940	5.951	1.675	1.217	1.008	0.833	0.960	1.262	0.791	0.907	1.180
Saint-Mihiel	Meuse	14.50	6.779	4.749	3.040	2.330	1.990	3.261	30.65	3.456	2.320	1.886	1.531	1.874	2.758	1.365	1.685	2.522
Saint-Dié	Meurthe	5.095	3.277	2.578	1.888	1.499	1.269	2.435	7.824	2.051	1.515	1.293	0.990	1.159	1.567	0.901	1.059	1.445
Saint-Nabord	Moselle	13.71	7.964	5.883	3.472	2.231	1.741	4.251	24.35	3.848	2.278	1.735	1.078	1.389	2.257	0.901	1.176	1.956
Sarreinsming	Sarre	8.238	5.339	4.429	3.459	2.819	2.260	3.498	17.96	3.698	2.663	2.244	1.840	2.199	2.976	1.660	1.995	2.720
Schweighouse	Moder	4.237	3.358	3.008	2.628	2.408	2.289	3.131	5.555	2.905	2.459	2.254	0.754	0.846	1.036	0.698	0.788	0.977
Sélestat	Giessen								3.349	0.285	0.136	0.080						
Soulosse	Vair	1.840	0.899	0.683	0.506	0.411	0.354	0.454	5.023	0.585	0.448	0.384	0.275	0.324	0.428	0.264	0.308	0.403
Stenay	Meuse	29.20	16.20	11.90	8.550	6.880	5.870	9.942	49.32	9.580	6.770	5.651	4.906	5.819	8.066	4.431	5.315	7.527
Tonnoy	Moselle	30.30	17.50	12.90	8.341	6.411	5.370	10.148	47.53	9.577	6.503	5.317	3.801	4.655	6.860	3.460	4.245	6.278
Toul	Moselle	38.00	21.30	15.40	10.10	7.52	5.83	13.29	63.62	11.06	7.751	6.441	4.213	5.359	7.935	3.422	4.504	6.989
Uckange	Moselle																	
Vagney	Moselotte	4.954	2.936	2.147	1.368	0.951	0.771	1.850	8.418	1.625	1.073	0.865	0.481	0.634	0.986	0.366	0.502	0.821
Vandières	Rau du Trey								0.383									
Varize	Nied All.	1.480	0.862	0.693	0.475	0.361	0.294	0.477	3.743	0.581	0.399	0.318	0.228	0.293	0.437	0.203	0.261	0.394
Vaucouleurs	Meuse	8.171	3.790	2.890	2.090	1.650	1.320	1.833	20.92	2.283	1.579	1.263	1.063	1.310	1.855	0.973	1.209	1.732
Verdun	Scance								0.402									
Waltenheim	Zorn	3.921	2.901	2.561	2.161	1.801	1.661	2.669	6.162	2.454	1.914	1.660	1.480	1.682	2.106	1.402	1.588	1.976
Wintzenheim	Fecht	2.952	1.731	1.341	0.924	0.720	0.601	1.143	5.002	1.007	0.741	0.632	0.427	0.509	0.714	0.375	0.447	0.624

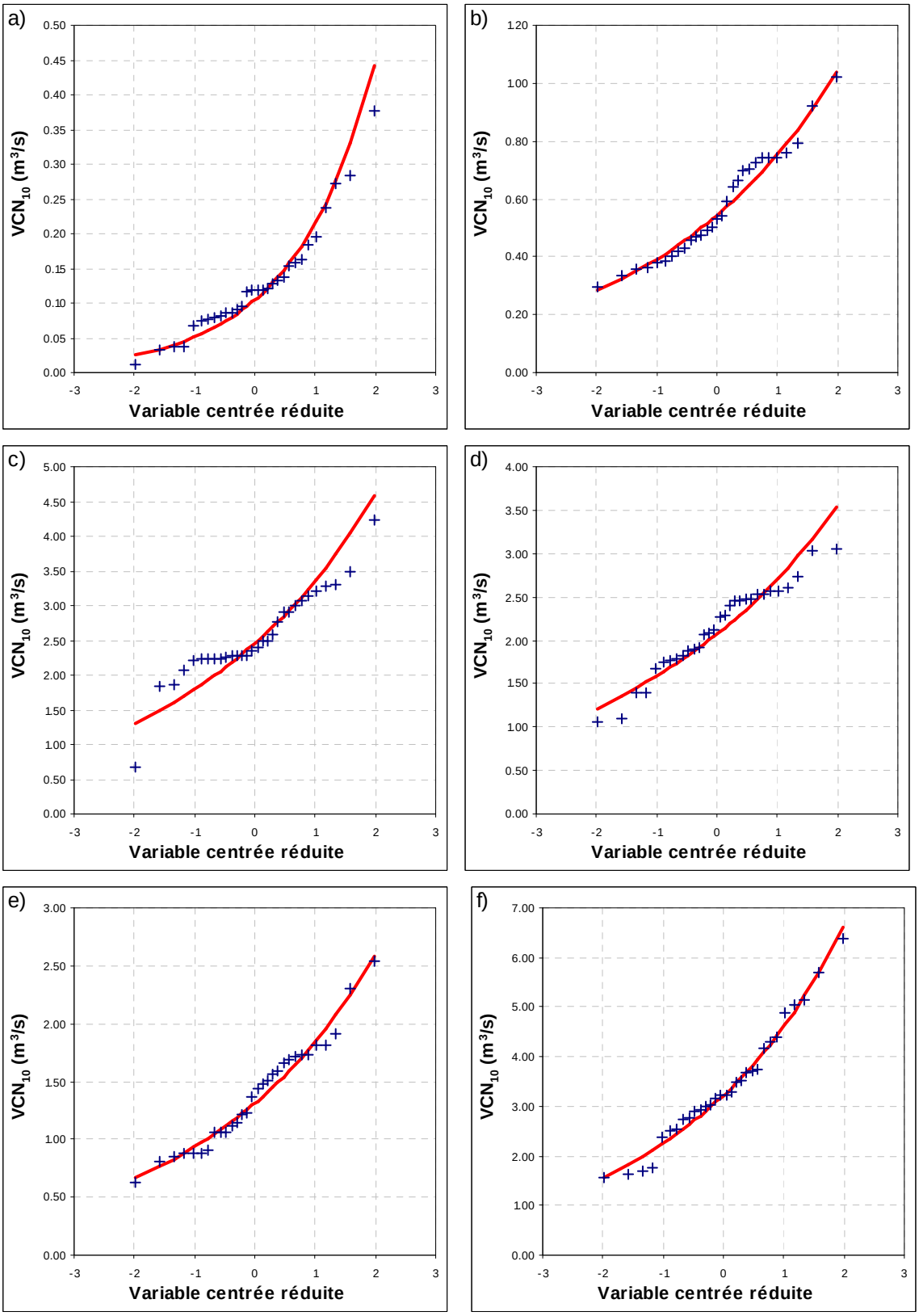
Données non calculées car chroniques incomplètes

ANNEXE 2-2 **Les débits spécifiques d'étiage et modules (en l/s/km²)**

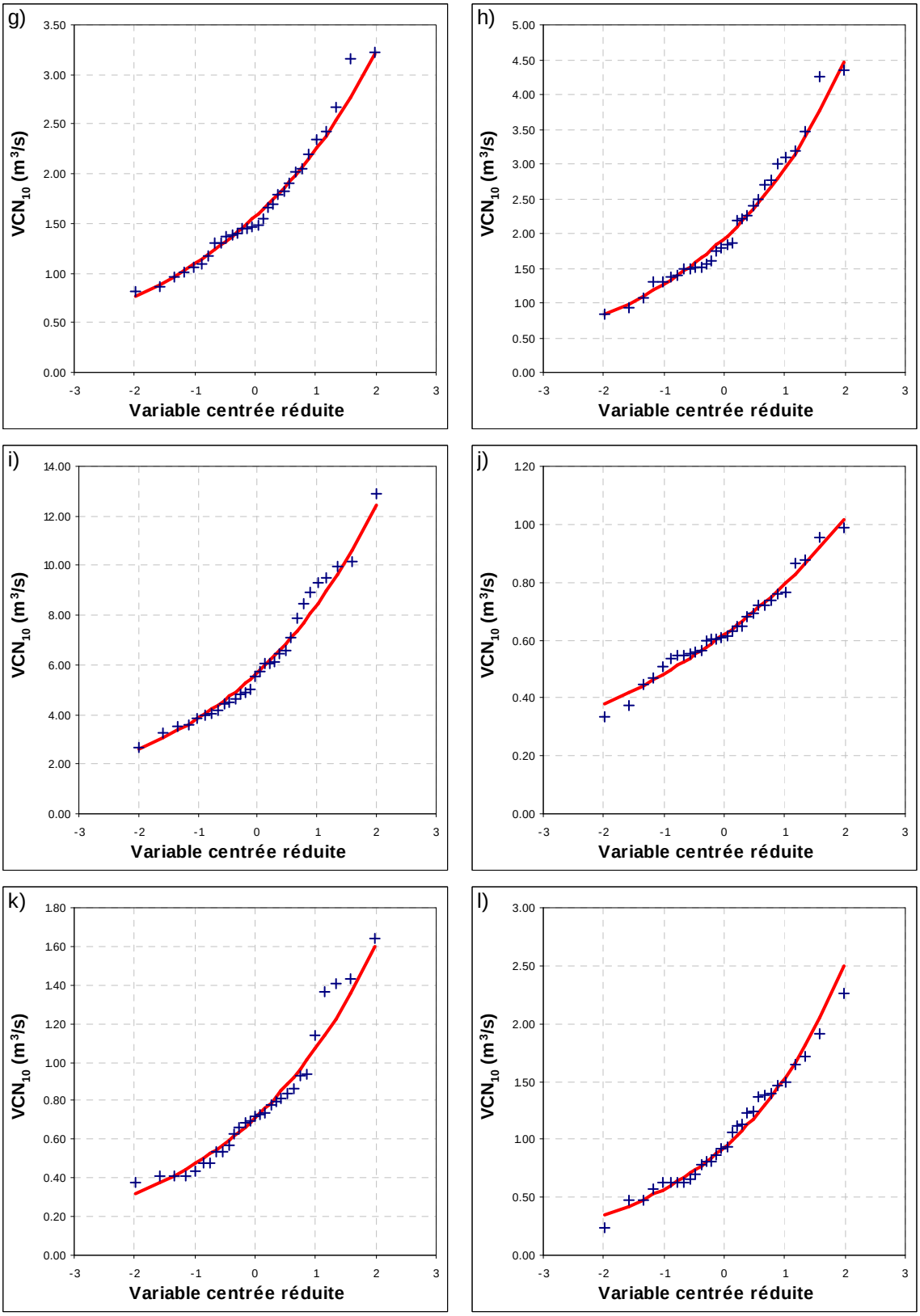
Station	Cours d'eau	Q 50%	Q 70%	Q 80%	Q 90%	Q 95%	DCE	Mode	Module	qmnaF1/2	qmnaF1/5	qmnaF1/10	VCN10 0.1	VCN10 0.2	VCN10 0.5	VCN3 0.1	VCN3 0.2	VCN3 0.5
Autrey	Brénon	2.792	1.148	0.621	0.313	0.216	0.151	0.198	10.09	0.407	0.238	0.168	0.089	0.122	0.222	0.069	0.098	0.188
Autrey-Ste-H.	Mortagne	12.38	8.740	7.319	5.807	5.035	4.467	7.378	16.79	6.505	4.828	4.134	3.560	4.115	5.430	3.336	3.869	5.137
Beinheim	Sauer	5.056	3.606	3.057	2.430	2.116	1.913	3.154	7.453	2.828	2.127	1.834	1.628	1.948	2.641	1.501	1.824	2.529
Belval	Sormone	9.775	5.110	4.135	2.986	2.468	2.205	3.582	13.94	3.009	2.127	1.776						
Boncourt	Orne	3.254	1.510	0.996	0.573	0.301	0.205	0.414	8.871	0.559	0.270	0.185	0.106	0.157	0.329	0.073	0.113	0.262
Carignan	Chiers	9.050	6.152	5.288	4.367	3.854	3.371	5.152	13.62	4.760	3.674	3.212	2.969	3.361	4.260	2.890	3.269	4.137
Chauvency	Chiers	8.712	6.004	5.174	4.250	3.491	3.079	5.210	13.95	4.426	3.228	2.739	2.392	2.896	3.997	2.138	2.622	3.685
Cheniménil	Vologne	16.81	10.92	8.783	6.314	5.135	4.181	8.520	27.12	7.554	5.407	4.544	3.292	3.990	5.766	2.899	3.561	5.276
Cheveuges	Bar	6.778	3.811	3.095	2.241	1.821	1.463	2.609	13.38	2.512	1.716	1.407	0.988	1.233	1.881	0.860	1.093	1.729
Chooz	Meuse	9.188	5.198	4.168	3.119	2.485	2.109	3.744	14.86	3.453	2.536	2.159	1.734	2.042	2.791	1.602	1.880	2.555
Circourt-sur-M.	Mouzon	2.993	1.055	0.643	0.357	0.224	0.169	0.178	11.44	0.424	0.240	0.178	0.097	0.149	0.278	0.068	0.113	0.229
Custines	Moselle	12.06	7.111	5.494	4.026	3.382	2.904	5.112	18.75	4.377	3.152	2.657	1.981	2.409	3.342	1.697	2.101	2.995
Damelevières	Meurthe	9.275	5.678	4.594	3.610	2.999	2.579	4.522	15.02	4.139	2.968	2.436	2.046	2.432	3.265	1.852	2.207	2.973
Dannemarie	Largue	4.259	2.069	1.347	0.802	0.601	0.452	0.758	9.510	1.202	0.692	0.519	0.294	0.388	0.659	0.226	0.302	0.525
Didenheim	Ill	6.543	4.132	3.309	2.412	1.823	1.434	2.755	12.01	2.581	1.774	1.414	0.976	1.248	1.862	0.761	1.018	1.614
Domremy-la-P.	Meuse	4.771	2.026	1.410	0.886	0.634	0.472	0.775	11.53	0.991	0.602	0.464	0.426	0.512	0.726	0.411	0.493	0.697
Epinal	Moselle	19.63	12.07	8.952	5.963	4.394	3.671	7.648	31.57	6.401	4.365	3.577	2.833	3.364	4.673	2.452	2.945	4.184
Frémonville	Vezouze								16.56									
Fresse	Moselle	28.52	15.10	10.01	6.318	3.928	2.935	5.973	45.69	7.319	4.560	3.565	2.763	3.307	4.666	2.311	2.743	3.809
Gerbéviller	Mortagne	7.031	4.654	3.707	2.699	2.156	1.811	3.337	11.59	3.355	2.264	1.845	1.495	1.831	2.699	1.404	1.724	2.554
Goncourt	Meuse	2.842	1.031	0.595	0.322	0.189	0.127	0.161	11.29	0.411	0.217	0.156	0.091	0.124	0.224	0.066	0.092	0.176
Han-lès-J.	Loison	3.892	2.065	1.565	1.082	0.778	0.562	0.840	11.22	1.294	0.738	0.510	0.380	0.559	0.997	0.318	0.482	0.892
Hauconcourt	Moselle	9.109	5.535	4.282	3.063	2.471	2.123	3.776	15.56	3.500	2.392	1.963	1.583	1.896	2.676	1.376	1.665	2.396
Holtzheim	Bruche	7.391	3.991	2.794	1.833	1.429	1.165	2.370	11.83	2.012	1.324	1.023	0.649	0.853	1.320	0.509	0.699	1.147
Jarny	Yron	4.323	2.482	1.912	1.284	0.886	0.745	1.228	10.01	1.439	0.979	0.801	0.468	0.681	1.198	0.385	0.567	1.015
Jezainville	Esch	2.634	1.177	0.818	0.521	0.373	0.271	0.451	6.435	0.646	0.357	0.240	0.177	0.273	0.513	0.151	0.240	0.465
Kaysersberg	Weiss	14.31	9.341	7.650	5.883	4.990	4.376	7.659	21.10	6.579	5.083	4.445	3.764	4.258	5.287	3.432	3.907	4.902
Keskastel	Sarre	4.883	3.335	2.781	2.103	1.639	1.379	2.289	11.18	2.697	1.847	1.468	0.996	1.299	1.989	0.704	0.994	1.689
Lunéville	Vezouze	6.190	3.606	2.907	2.207	1.792	1.608	2.378	11.89	2.530	1.826	1.541	1.377	1.572	2.024	1.328	1.496	1.878
Malzéville	Meurthe	8.913	5.519	4.491	3.418	2.636	2.179	4.249	13.62	3.833	2.591	2.041	1.605	2.053	3.063	1.346	1.770	2.742
Metz	Seille	3.380	2.002	1.583	1.179	0.950	0.823	1.197	7.972	1.325	0.951	0.800	0.667	0.785	1.073	0.630	0.740	1.006
Mirecourt	Madon	5.400	3.368	2.807	2.179	1.740	1.505	1.659	12.69	2.607	1.962	1.693	1.174	1.481	2.169	1.108	1.405	2.071
Montcy-N.-D.	Meuse	8.908	5.081	4.098	3.064	2.392	2.082	3.555	13.44	3.539	2.673	2.309	1.773	2.052	2.715	1.535	1.786	2.388
Niederroedern	Seltzbach	4.674	2.578	1.880	1.279	0.958	0.757	1.578	8.35	1.458	0.968	0.782	0.530	0.672	1.057	0.426	0.553	0.912
Nomeny	Seille	4.464	2.515	1.960	1.481	1.230	1.083	1.630	8.58	1.618	1.197	1.023	0.799	0.932	1.249	0.722	0.845	1.144
Onville	Rupt de Mad	4.573	2.564	1.967	1.515	1.206	1.038	1.499	9.58	1.667	1.126	0.918	0.733	0.958	1.472	0.708	0.916	1.387
Ostheim	Fecht	7.556	4.225	3.241	2.325	1.786	1.440	2.631	14.65	2.672	1.674	1.246	0.962	1.266	1.963	0.775	1.053	1.703
Pontigny	Nied Fr.	3.024	1.805	1.434	1.146	0.941	0.827	1.038	8.384	1.331	0.966	0.818	0.677	0.779	1.016	0.625	0.711	0.911
Pulligny	Madon	4.495	2.359	1.923	1.445	1.148	0.990	1.378	11.23	1.679	1.303	1.126	0.890	1.024	1.306	0.780	0.915	1.206
Pulversheim	Thur	13.30	8.574	6.748	4.644	3.537	2.933	5.735	24.55	5.264	3.452	2.772	1.679	2.294	3.736	1.391	1.899	3.091
Raon l'Etape	Meurthe	14.22	9.305	7.442	5.467	4.377	3.521	7.092	20.08	5.866	4.289	3.645	2.804	3.285	4.446	2.549	2.991	4.061
Reiningue	Doller	8.579	5.310	4.363	3.634	3.241	2.921	3.446	23.43	3.591	2.072	1.446						
Rosselange	Orne	4.782	2.545	1.994	1.410	1.054	0.761	1.407	9.902	1.709	1.026	0.740	0.536	0.777	1.363	0.478	0.696	1.226
Rupt-sur-M.	Moselle	24.07	13.54	9.811	6.050	4.310	3.656	7.284	45.40	6.773	4.113	3.173	2.495	3.057	4.510	2.225	2.714	3.968
Russ	Bruche	16.96	11.10	8.810	6.519	5.330	4.801	8.546	26.22	7.379	5.361	4.438	3.669	4.231	5.557	3.484	3.997	5.197
Saint-Mihiel	Meuse	5.627	2.631	1.843	1.180	0.904	0.772	1.266	11.90	1.341	0.900	0.732	0.594	0.727	1.071	0.530	0.654	0.979
Saint-Dié	Meurthe	13.87	8.920	7.016	5.140	4.079	3.454	6.629	21.30	5.584	4.123	3.521	2.695	3.155	4.266	2.452	2.884	3.933
Saint-Nabord	Moselle	22.141	12.86	9.503	5.608	3.604	2.812	6.866	39.34	6.215	3.680	2.802	1.741	2.244	3.646	1.456	1.899	3.159
Sarreinsming	Sarre	4.693	3.042	2.523	1.971	1.606	1.287	1.993	10.23	2.107	1.517	1.279	1.048	1.253	1.695	0.946	1.136	1.550
Schweighouse	Moder	6.852	5.430	4.864	4.250	3.895	3.701	5.062	8.982	4.698	3.976	3.645	1.219	1.368	1.675	1.128	1.275	1.580
Sélestat	Giessen								12.50	1.063	0.507	0.298						
Soulosse	Vair	4.183	2.044	1.553	1.150	0.934	0.805	1.031	11.42	1.331	1.019	0.873	0.625	0.735	0.972	0.600	0.701	0.916
Stenay	Meuse	7.457	4.137	3.039	2.184	1.757	1.499	2.539	12.59	2.447	1.729	1.443	1.253	1.486	2.060	1.132	1.357	1.922
Tonnoy	Moselle	15.36	8.869	6.538	4.227	3.249	2.722	5.143	24.09	4.854	3.296	2.695	1.926	2.359	3.476	1.753	2.151	3.181
Toul	Moselle	14.40	8.072	5.836	3.828	2.850	2.209	5.037	24.11	4.193	2.938	2.441	1.597	2.031	3.007	1.297	1.707	2.649
Uckange	Moselle																	
Vagney	Moselotte	26.89	15.94	11.66	7.428	5.162	4.186	10.041	45.70	8.818	5.827	4.697	2.611	3.443	5.352	1.989	2.725	4.455
Vandières	Rau du Trey								9.848									
Varize	Nied All.	4.183	2.436	1.959	1.343	1.020	0.831	1.347	10.58	1.641	1.128	0.899	0.646	0.827	1.235	0.573	0.739	1.115
Vaucouleurs	Meuse	4.645	2.155	1.643	1.188	0.938	0.750	1.042	11.89	1.298	0.897	0.718	0.604	0.745	1.055	0.553	0.687	0.985
Verdun	Scance								16.47									
Waltenheim	Zorn	5.752	4.255	3.756	3.169	2.641	2.436	3.915	9.038	3.600	2.808	2.434	2.171	2.468	3.089	2.056	2.329	2.899
Wintzenheim	Fecht	14.00	8.212	6.360	4.381	3.413	2.853	5.422	23.72	4.774	3.513	2.996	2.023	2.415	3.388	1.779	2.118	2.959

Données non calculées car chroniques incomplètes

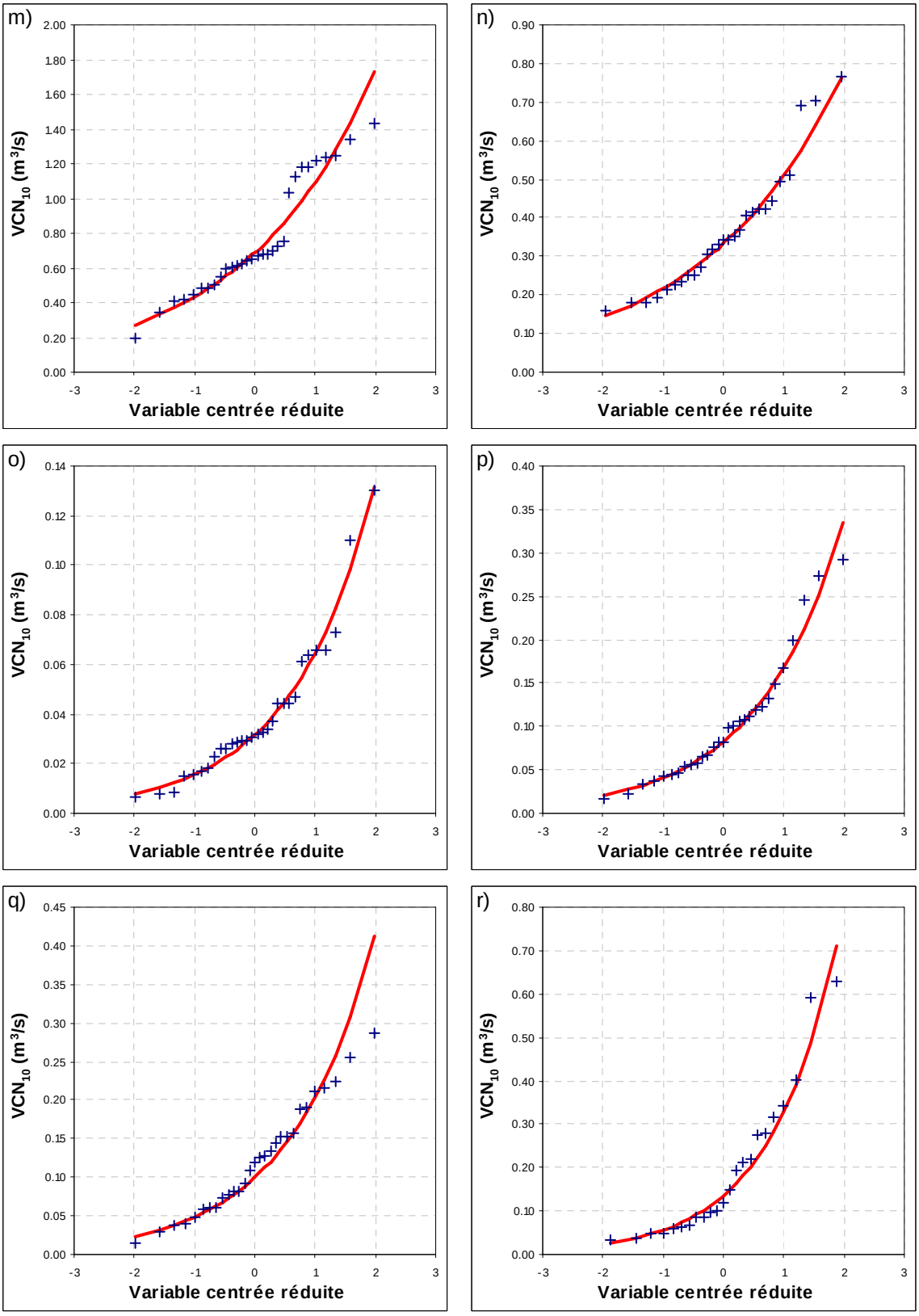
ANNEXE 3-1 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} à la loi Log normale 2 – a) L'Esch à Jezainville – b) La Mortagne à Autrey-Ste-H. - c) La Moder à Schweighouse – d) La Zorn à Waltenheim – e) La Sauer à Beinheim – f) La Meurthe à Raon l'Etape



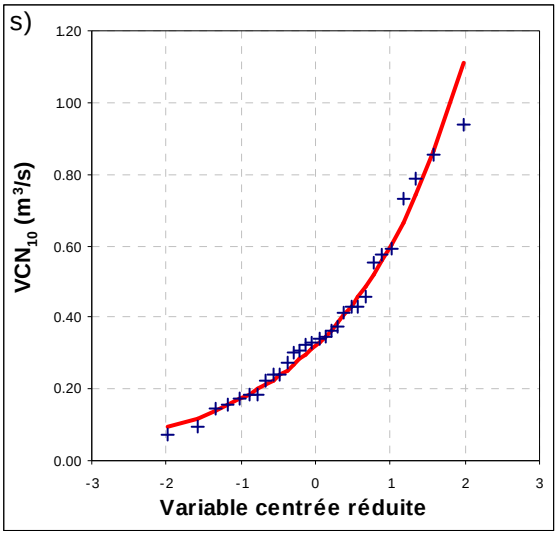
ANNEXE 3-1 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} à la loi Log normale 2 – g) La Meurthe à St-Dié – h) La Vologne à Chénimenil - i) La Moselle à Epinal – j) La Weiss à Kaysersberg – k) La Fecht à Wintzenheim – l) La Moselotte à Vagney

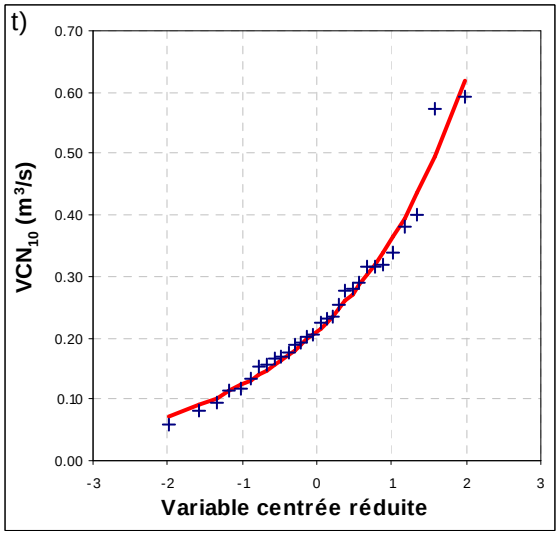


ANNEXE 3-1 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} à la loi Log normale 2 – m) La Moselle à Rupt-sur-Moselle – n) La Moselle à Fresse - o) Le Brénon à Autrey – p) La Meuse à Goncourt – q) Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon – r) L'Orne à Boncourt



ANNEXE 3-1 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} à la loi Log normale 2 – s) Le Loison à Han-lès-Juvigny – t) Le Seltzbach à Niederroedern





ANNEXE 3-2 : Les paramètres du modèle QdF

Cours d'eau	Station	VCN (2, 1)	Sc	a
Brénon	Autrey	0.025	0.726	0.028
Mortagne	Autrey-Sainte-Hélène	0.501	0.336	0.007
Sauer	Beinheim	1.179	0.356	0.008
Sormone	Belval	*	*	*
Orne	Boncourt	0.098	0.936	0.037
Chiers	Carignan	7.971	0.280	0.004
Chiers	Chauvency	5.326	0.394	0.015
Vologne	Chénimenil	1.766	0.442	0.012
Bar	Cheveuges	0.643	0.512	0.014
Meuse	Chooz	23.390	0.379	0.015
Mouzon	Circourt-sur-Mouzon	0.074	0.761	0.030
Moselle	Custines	15.521	0.419	0.021
Meurthe	Damelevières	6.166	0.373	0.015
Largue	Dannemarie	0.062	0.669	0.031
Ill	Didenheim	0.722	0.512	0.023
Meuse	Domremy-la-Pucelle	0.722	0.427	0.008
Moselle	Epinal	4.829	0.424	0.016
Mortagne	Frémonville	*	*	*
Moselle	Fresse-sur-Moselle	0.259	0.450	0.023
Mortagne	Gerbéviller	1.230	0.460	0.009
Meuse	Goncourt	0.058	0.758	0.040
Loison	Han-lès-Juvigny	0.261	0.636	0.017
Moselle	Hauconcourt	18.387	0.440	0.019
Bruche	Holtzheim	0.664	0.588	0.027
Yron	Jarny	0.314	0.645	0.026
Esch	Jezainville	0.084	0.730	0.018
Weiss	Kaysersberg	0.551	0.272	0.011
Sarre	Keskastel	1.169	0.545	0.031
Vezouze	Lunéville	1.020	0.305	0.010
Meurthe	Malzéville	6.822	0.488	0.019
Seille	Metz	1.214	0.378	0.010
Madon	Mirecourt	0.717	0.549	0.006
Meuse	Montcy-Notre-Dame	16.320	0.361	0.020
Seltzbach	Niederroedern	0.158	0.576	0.026
Seille	Nomeny	1.021	0.362	0.011
Rupt de Mad	Onville	0.463	0.461	0.008
Fecht	Ostheim	0.646	0.555	0.023
Nied Française	Pontigny	0.416	0.335	0.017
Madon	Pulligny	1.067	0.302	0.012
Meurthe	Raon l'Etape	2.785	0.378	0.015
Doller	Reiningue	*	*	*
Orne	Rosselange	1.278	0.668	0.015
Moselle	Rupt-sur-Moselle	0.578	0.489	0.018
Bruche	Russ	1.144	0.333	0.011
Meuse	Saint Mihiel	2.392	0.472	0.013
Meurthe	Saint-Dié	1.364	0.375	0.014
Moselle	Saint-Nabord	1.855	0.607	0.023
Sarre	Sarreinsming	2.439	0.380	0.014
Moder	Schweighouse	2.293	0.314	0.006
Giessen	Sélestat	*	*	*
Vair	Soulosse	0.383	0.325	0.010
Thur	Staffelfelden	0.644	0.564	0.029
Meuse	Stenay	7.032	0.402	0.012
Moselle	Tonnoy	5.976	0.478	0.015
Moselle	Toul	5.886	0.497	0.023
Moselle	Uckange	*	*	*
Moselotte	Vagney	0.694	0.537	0.033
Ruisseau du Trey	Vandières	*	*	*
Nied Allemande	Varize	0.347	0.468	0.017
Meuse	Vaucouleurs	1.623	0.411	0.009
Scance	Verdun	*	*	*
Zorn	Waltenheim	1.854	0.272	0.009
Fecht	Wintzenheim	0.554	0.411	0.022

* Modèle QdF non appliqué car chroniques de VCN incomplètes

ANNEXE 3-3 : VCN_{10} (1971-2000)

Cours d'eau	Station	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	2000
Bar	Cheveuges	0.21	0.91	0.87	0.77	0.47	0.36	0.67	0.65	0.81	1.04	1.35	1.17	0.74	0.44	0.74	0.76	2.09	2.08	0.59	0.41	0.35	0.78	0.83	1.13	1.05	0.40	0.95	0.90	0.61	0.72
Bruche	Holtzheim	0.39	0.37	0.68	0.25	0.41	0.19	1.22	1.34	0.71	1.76	1.25	0.85	0.97	1.28	0.92	0.79	1.71	1.19	0.79	1.04	0.82	0.80	1.14	0.84	1.44	0.62	1.19	1.00	1.01	1.24
Bruche	Russ	0.86	0.83	1.20	0.86	1.12	0.78	1.18	1.69	1.32	2.47	2.21	2.01	0.97	0.98	0.58	1.34	1.81	1.40	1.15	1.46	1.21	1.53	1.41	1.54	1.36	1.03	1.25	1.07	1.32	1.91
Chiers	Carignan	7.04	7.03	5.31	6.21	7.62	4.61	7.46	8.18	8.55	14.23	13.45	9.08	9.30	9.37	9.79	8.32	14.33	13.35	9.83	7.95	5.36	8.64	8.08	8.44	10.93	6.19	7.45	7.65	8.80	*
Chiers	Chauvency	5.37	5.48	4.12	3.22	6.83	3.46	6.56	6.25	6.93	12.04	11.95	7.49	8.17	5.99	7.10	8.21	13.07	8.37	5.74	6.68	5.22	5.65	7.53	7.65	8.16	2.46	7.71	7.67	7.77	*
Esch	Jezainville	0.09	0.16	0.08	0.03	0.08	0.01	0.12	0.07	0.27	0.28	0.16	0.09	0.13	0.09	0.09	0.18	0.38	0.15	0.12	0.13	0.04	0.07	0.04	0.14	0.12	0.08	0.24	0.12	0.12	0.19
Fecht	Ostheim	0.71	0.85	0.60	0.65	0.93	0.19	1.03	0.83	0.95	1.36	0.66	2.14	0.76	1.37	0.17	1.20	1.18	1.70	1.03	0.69	0.51	0.86	0.64	0.75	1.10	0.87	1.00	0.58	0.91	1.51
Fecht	Wintzenheim	0.47	0.66	0.69	0.84	*	0.43	1.41	0.81	0.57	1.43	1.14	1.64	0.80	0.73	0.63	0.93	0.86	0.70	0.48	0.53	0.38	0.41	0.93	0.72	0.78	0.74	0.54	0.41	0.41	1.37
Largue	Dannemarie	0.07	0.04	0.07	0.04	0.04	0.03	0.07	0.09	0.06	0.08	0.05	0.23	0.08	0.06	0.06	0.09	0.26	0.08	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.11	0.11	0.15	0.13	0.16	0.35	0.28
Meurte	Damelevières	5.47	6.41	4.98	3.92	6.75	3.02	6.99	8.81	7.35	10.48	7.41	8.93	6.04	8.61	5.76	11.33	13.28	10.41	7.73	5.38	3.54	8.09	7.48	9.93	9.46	8.46	8.27	7.89	8.36	11.29
Meurte	Malzéville	5.10	5.64	6.18	4.73	7.81	4.04	8.38	10.44	8.45	13.76	12.82	10.63	8.68	9.75	6.59	9.47	10.78	11.23	7.62	5.34	2.08	9.40	9.94	11.56	11.04	9.94	11.28	9.15	9.67	13.26
Meurte	Raon l'Etape	2.38	2.94	3.14	1.77	3.23	1.69	3.49	3.75	3.53	6.37	4.87	5.05	2.99	4.31	3.04	4.40	5.70	3.69	2.78	1.57	1.64	2.91	3.29	4.18	3.72	2.72	2.50	2.55	3.23	5.16
Meurte	St-Dié	0.96	1.30	1.90	1.47	2.20	0.81	1.36	2.06	1.66	3.23	2.01	2.67	1.82	2.42	1.17	2.35	3.16	1.55	1.39	1.09	1.02	1.30	1.45	1.79	1.70	1.45	0.87	1.05	1.48	1.40
Meuse	Chooz	20.31	28.1	20.9	25.53	20.23	11.00	36.81	33.01	31.42	51.99	44.67	37.24	35.66	28.79	27.11	30.26	65.78	40.87	26.84	24.82	15.69	18.59	20.68	28.74	38.56	19.12	24.41	24.91	27.66	43.83
Meuse	Domrémy-La-P.	0.63	0.76	0.62	0.54	0.83	0.34	1.00	0.63	0.76	1.51	1.07	0.85	0.69	1.02	0.41	0.86	1.81	0.86	0.53	1.14	0.45	0.84	0.46	0.78	0.77	0.48	0.93	0.81	0.90	2.18
Meuse	Goncourt	*	0.15	0.12	0.11	0.12	0.02	0.25	0.04	0.04	0.27	0.29	0.08	0.05	0.05	0.06	0.10	0.20	0.10	0.04	0.11	0.02	0.03	0.08	0.07	0.08	0.06	0.11	0.06	0.13	0.17
Meuse	Montcy-Notre-D.	16.71	24.7	20.2	19.84	17.25	9.13	27.62	21.28	27.75	32.68	34.74	18.01	23.03	28.08	19.17	31.45	40.64	21.16	15.21	15.37	15.98	11.20	18.16	22.44	31.12	15.80	19.43	19.87	23.40	*
Meuse	St Mihiel	2.26	2.80	2.21	1.90	2.61	0.92	3.82	2.26	2.79	6.10	4.12	3.17	2.52	3.92	2.09	3.72	6.47	2.03	1.90	4.04	1.49	2.38	1.58	4.77	3.17	1.91	3.07	1.51	3.72	6.27
Meuse	Stenay	5.63	8.05	5.27	5.27	4.80	3.62	10.05	6.73	8.93	18.82	12.52	9.38	9.00	8.50	8.47	9.64	17.60	5.69	6.78	10.96	6.01	7.45	6.86	8.17	11.49	5.78	6.79	6.84	8.54	17.68
Meuse	Vaucouleurs	1.44	1.68	1.30	1.17	1.87	0.61	2.35	1.75	1.65	3.46	2.37	2.16	1.42	1.61	0.59	1.52	2.63	2.79	1.32	2.67	2.21	1.70	2.76	2.27	2.08	1.43	1.62	1.66	2.10	3.42
Moder	Schweighouse	2.35	2.24	2.28	2.22	2.28	1.85	2.23	3.07	2.90	4.24	3.28	3.29	3.49	3.20	2.77	2.50	3.15	2.91	2.26	2.28	1.86	2.23	2.08	2.49	3.00	2.27	2.39	2.24	2.59	0.67
Mortagne	Autrey-Ste-H.	0.36	0.43	0.36	0.36	0.54	0.30	0.67	0.76	0.74	1.02	0.74	0.92	0.59	0.70	0.47	0.79	0.73	0.70	0.53	0.49	0.34	0.47	0.40	0.50	0.75	0.38	0.38	0.42	0.46	0.64
Moselle	Gerbeviller	0.94	0.69	0.87	0.96	1.42	0.62	1.92	1.91	1.74	2.32	2.16	2.02	1.79	2.01	1.51	2.05	2.68	2.07	1.13	1.16	0.43	0.99	0.86	1.38	2.14	0.98	0.95	0.84	1.36	2.23
Moselle	Custines	11.31	14.64	14.84	11.88	20.88	6.40	22.49	22.78	20.64	46.96	28.81	24.62	17.61	21.58	15.82	26.44	31.39	20.00	20.73	15.46	10.05	20.87	22.63	21.23	26.23	20.85	19.85	21.81	20.63	27.18
Moselle	Epinal	4.46	4.85	5.75	6.55	7.07	2.66	9.95	8.45	6.11	12.88	9.49	10.19	3.53	6.03	3.27	7.86	9.31	6.47	4.61	3.99	3.56	3.87	4.86	4.51	6.09	4.16	4.07	5.00	5.52	8.89
Moselle	Fresse	0.32	0.19	0.42	0.41	0.37	0.16	*	*	*	0.77	0.50	0.51	0.18	0.24	0.25	0.42	0.44	0.31	0.22	0.18	0.22	0.25	0.33	0.27	0.70	0.41	0.34	0.35	0.35	0.69
Moselle	Hauconcourt	12.41	20.4	15.69	16.49	23.87	8.57	26.53	25.00	25.28	53.55	27.61	39.54	22.12	32.06	19.85	46.16	44.57	21.99	20.60	16.53	11.82	17.55	29.32	25.66	28.97	15.79	27.69	18.17	23.62	31.97
Moselle	Noir-Gueux	1.08	2.18	2.97	2.10	3.62	0.64	4.92	4.00	2.61	5.93	5.03	7.58	1.01	2.28	1.54	2.13	3.77	2.39	1.52	1.36	1.64	1.08	2.10	1.34	2.76	1.70	1.73	2.00	1.85	4.86
Moselle	Rupt-sur-M.	0.60	0.49	0.61	1.34	0.62	0.34	1.03	0.72	0.64	1.43	1.18	1.24	0.20	0.42	0.49	1.22	1.25	0.61	0.45	0.50	0.68	0.41	1.12	0.55	0.75	0.65	0.67	0.68	0.70	1.18
Moselle	Toul	5.36	6.02	8.35	8.71	10.28	3.52	10.37	6.36	9.32	14.53	14.10	14.48	5.09	14.18	4.89	9.25	10.76	5.77	6.03	5.48	2.12	4.42	8.19	5.94	9.19	6.95	7.53	9.33	8.63	13.24
Moselotte	Vagney	0.70	0.81	1.36	1.22	0.87	0.48	1.91	1.72	0.94	2.26	1.49	1.65	0.78	1.06	0.57	1.13	1.24	1.12	0.63	0.63	0.63	0.48	1.40	0.81	1.38	0.92	0.65	0.23	0.63	1.46
Nied All.	Varize	0.57	0.65	0.55	0.37	0.57	0.25	0.68	0.60	0.63	0.77	0.66	0.43	0.43	0.44	0.27	0.60	0.79	0.69	0.31	0.24	0.17	0.28	0.13	0.29	0.58	0.26	0.36	0.38	0.29	0.48
Nied Fr.	Pontigny	0.40	0.50	0.32	0.35	0.46	0.23	0.49	0.48	0.57	0.68	0.51	0.59	0.55	0.50	0.46	0.47	0.66	0.57	0.52	0.51	0.42	0.41	0.42	0.75	1.29	0.32	0.63	0.60	0.70	0.67
Sarre	Keskastel	0.98	1.48	1.06	1.90	1.72	1.20	2.12	2.64	3.10	*	*	2.93	1.89	2.51	2.12	2.38	3.14	2.62	1.23	1.15	2.24	0.48	1.20	2.91	2.57	0.46	1.14	1.28	1.60	1.70
Sauer	Beinheim	0.91	1.14	0.80	0.88	1.73	0.63	1.48	1.72	1.73	2.31	1.82	1.81	1.69	1.51	1.06	1.56	2.54	1.58	0.88	1.22	0.87	1.07	0.85	1.44	1.91	1.12	1.22	1.06	1.37	1.66
Seille	Metz	1.19	1.51	0.88	1.63	1.61	0.56	1.23	2.06	1.81	2.91	1.66	2.24	*	1.05	1.06	1.54	2.55	1.57	1.37	0.94	0.79	1.01	0.83	1.55	1.65	0.91	1.44	1.11	1.64	1.68
Seille	Nomeny	0.78	1.04	0.67	0.83	1.16	0.43	1.27	1.72	0.90	2.14	1.07	1.02	1.09	1.12	0.83	1.41	2.19	1.55	1.19	1.16	1.04	1.12	0.92	1.08	2.39	1.19	1.30	1.07	1.31	1.51
Thur	Staffelfelden	0.33	0.90	1.00	0.32	0.33	0.41	1.83	1.28	1.07	1.56	1.39	2.15	0.35	1.16	0.42	1.43	1.89	1.39	0.71	1.04	0.94	0.64	0.68	0.81	1.08	0.69	1.08	0.89	0.86	1.44
Vezouze	Lunéville	0.79	0.89	0.90	1.02	1.42	0.61	1.38	1.21	1.34	1.75	1.92	1.18	1.29	1.22	1.22	1.47	1.51	1.28	0.86	0.84	0.70	1.54	0.85	1.20	1.64	0.93	0.95	0.82	0.84	1.77
Vologne	Cheniménil	1.84	1.48	2.70	1.86	2.77	0.85	1.57	2.26	2.19	4.36	2.49	3.48	2.21	3.09	1.31	2.99	4.25	1.80	1.75	1.29	1.07	1.37	1.61	0.94	3.19	1.50	1.39	1.49	1.52	2.40
Weiss	Kaysersberg	0.65	0.72	0.51	0.61	0.72	0.37	0.77	0.73	0.56	0.95	0.68	0.69	0.55	0.76	0.60	0.86	0.99	0.61	0.56	0.47	0.33	0.44	0.53	0.55	0.60	0.64	0.63	0.55	0.60	0.88
Zorn	Waltenheim	1.06	1.74	1.80	1.82	1.40	1.10	1.40	1.87	1.90	2.73	1.91	2.47	2.60	2.12	1.67	2.46	3.06	2.52	2.40	2.29	2.09	2.47	2.26	2.54	3.03	2.57	2.07	1.78	2.47	2.57
Brénon	Autrey	0.05	0.07	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01	0.06	0.07	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.07	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.11	0.13	0.03
Loison	Han-lès-Juvigny	0.24	0.46	0.15	0.16	0.30	0.07	0.36	0.34	0.27	0.85	0.79	0.34	0.41	0.33	0.37	0.58	0.94	0.73	0.33	0.18	0.18	0.31	0.22	0.24	0.43	0.10	0.17	0.43	0.55	0.59
Madon	Mirecourt	0.62	0.53	0.67	0.49	0.56	0.43	0.87	0.94	1.09	1.21	1.17	0.81	1.02	1.33	0.85	1.18	1.21	1.27	1.11	0.74	0.69	0.84	0.86	0.82	1.13	0.65	0.50	0.67	0.86	1.02
Madon	Pulligny	1.01	0.87	1.24	0.74	0.96	0.63	1.67	1.56	1.48	1.64	1.69	1.84	1.60	1.66	1.20	1.56	1.77	1.36	1.31	1.06	1.05	1.32	1.15	0.79	1.21	0.84	1.07	1.08	1.06	1.11
Mouzon	Circourt-sur-M.	0.08	0.13	0.05	0.06	0.13	0.03	0.21	0.04	0.04	0.22	0.25	0.16	0.01	0.11	0.06	0.06	0.19	0.19	0.22	0.08	0.07	0.15	0.12	0.15	0.15	0.09	0.29	0.08	0.13	*
Rupt de Mad	Onville	0.16	0.39	0.16	0.40	0.36	0.34	0.44	0.32	0.46	0.89	0.45	0.42	0.41	0.53	0.37	0.79	1.39	0.90	0.49	0.50	0.50	0.53	0.65	0.63	0.90	0.53	0.61	0.52	0.97	0.84
Seltzbach	Niederroedern	0.16	0.20	0.11	0.12	0.20	0.08	0.23	0.34	0.28	0.57	0.32	0.28	0.32	0.32	0.25	0.29	0.59	0.19	0.16	0.13	0.06	0.15	0.09	0.23	0.38	0.23	0.18	0.19	0.17	0.40
Vair	Soulosse	0.31	0.39	0.47	0.27	0.31	0.16	0.51	0.43	0.62	0.77	0.56	0.39	0.37	0.36	0.33	0.48	0.64	0.66	0.35	0.51	0.32	0.57	0.34	0.49	0.40	0.32	0.49	0.44	0.42	*
Yron	Jarny	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.60	0.64	0.35	0.57	0.44	0.51	0.66	1.22	0.67	0.58	0.41	0.55	0.52	0.53	0.87	0.37	0.14	0.24	0.18	0.08	0.16
Ill	Didenheim	0.86	0.75	0.89	0.34	0.79	0.49	1.29	1.19	1.14	1.47	1.32	1.67	1.86	1.03	0.97	1.35	1.93	1.31	0.91	0.71	0.32	0.39	0.62	0.87	1.37	0.97	1.01	0.66	1.37	1.34
Orne	Boncourt	*	*	*	*	0.31	*	*	*	0.28	0.34	0.59	0.08	0.15	0.10	0.20	0.40	0.63	0.22	0.04	0.07	0.03	0.05	0.06	0.10	0.09	0.05	0.28	0.06	0.12	0.21
Orne	Rosselange	*	*	*	*	*	1.20	*	*	2.20	3.68	2.92	2.03	2.29	2.12	1.39	2.50	4.43	2.13	1.79	1.53	1.64	1.58	1.11	1.71	1.25	0.39	0.22	0.70	1.17	*
Sarre	Sarreinsming	1.91	3.24	2.01	3.09	3.34	0.97	3.84	3.26	3.58	*	3.89	3.67	3.86	3.26	3.11	3.30	5.44	2.16	2.97	2.36	1.57	1.75	1.70	3.18	3.76	2.77	3.35	3.18	3.67	4.44
Moselle	Tonnoy	3.97	3.97	6.81	6.60	8.81	3.10	10.38	10.72	7.72	16.95	11.05	14.89	7.43	9.53	4.11	8.57	12.52	6.18	4.79	4.73	2.69	5.35	7.45	6.49	10.28	5.08	4.36	4.91	7.03	11.18

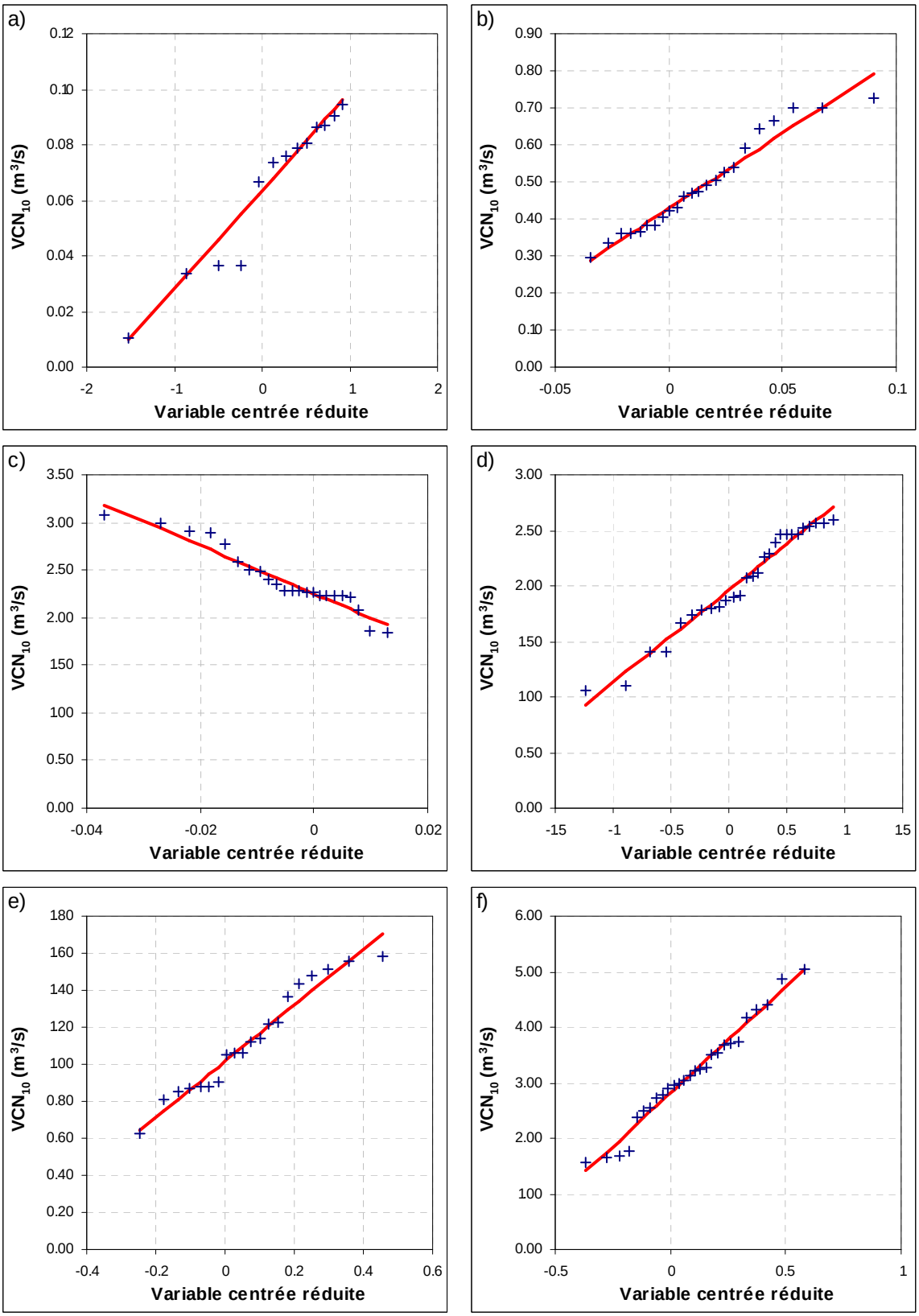
* donnée manquante

ANNEXE 3-3 : VCN_{10} tronqués

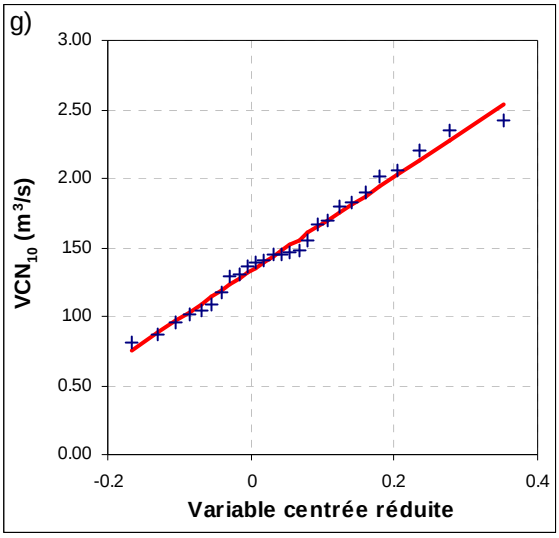
Station	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	2000	Années supprimées (en %)
Cheveuges	0.21	0.91	0.87	0.77	0.47	0.36	0.67	0.65	0.81				0.74	0.44	0.74	0.76			0.59	0.41	0.35	0.78	0.83			0.40	0.95	0.90	0.61	0.72	77%
Holtzheim	0.39	0.37	0.68	0.25	0.41	0.19	1.22	1.34	0.71		1.25	0.85	0.97	1.28	0.92	0.79		1.19	0.79	1.04	0.82	0.80	1.14	0.84	1.44	0.62	1.19	1.00	1.01	1.24	93%
Russ	0.86	0.83	1.20	0.86	1.12	0.78	1.18	1.69	1.32				0.97	0.98	0.58	1.34	1.81	1.40	1.15	1.46	1.21	1.53	1.41	1.54	1.36	1.03	1.25	1.07	1.32	1.91	90%
Carignan	7.04	7.03	5.31	6.21	7.62	4.61	7.46	8.18	8.55			9.08	9.30	9.37	9.79	8.32			9.83	7.95	5.36	8.64	8.08	8.44		6.19	7.45	7.65	8.80	*	83%
Chauvency	5.37	5.48	4.12	3.22	6.83	3.46	6.56	6.25	6.93			7.49	8.17	5.99	7.10	8.21		8.37	5.74	6.68	5.22	5.65	7.53	7.65	8.16	2.46	7.71	7.67	7.77	*	90%
Jezainville	0.09		0.08	0.03	0.08	0.01		0.07				0.09		0.09	0.09						0.04	0.07	0.04			0.08					43%
Ostheim	0.71	0.85	0.60	0.65	0.93	0.19	1.03	0.83	0.95		0.66		0.76		0.17				1.03	0.69	0.51	0.86	0.64	0.75	1.10	0.87	1.00	0.58	0.91		77%
Wintzenheim	0.47	0.66	0.69	0.84		0.43		0.81	0.57		1.14		0.80	0.73	0.63	0.93	0.86	0.70	0.48	0.53	0.38	0.41	0.93	0.72	0.78	0.74	0.54	0.41	0.41		86%
Dannemarie	0.07	0.04	0.07	0.04	0.04	0.03	0.07	0.09	0.06	0.08	0.05		0.08	0.06	0.06	0.09		0.08	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06								70%
Damelevières	5.47	6.41	4.98	3.92	6.75	3.02	6.99	8.81	7.35		7.41	8.93	6.04	8.61	5.76			10.41	7.73	5.38	3.54	8.09	7.48	9.93	9.46	8.46	8.27	7.89	8.36		87%
Malzéville	5.10	5.64	6.18	4.73	7.81	4.04	8.38	10.44	8.45			10.63	8.68	9.75	6.59	9.47	10.78	11.23	7.62	5.34	2.08	9.40	9.94	11.56	11.04	9.94	11.28	9.15	9.67		90%
Raon l'Etape	2.38	2.94	3.14	1.77	3.23	1.69	3.49	3.75	3.53		4.87	5.05	2.99	4.31	3.04	4.40		3.69	2.73	1.57	1.64	2.91	3.29	4.18	3.72	2.72	2.50	2.55	3.23		90%
St-Dié	0.96	1.30	1.90	1.47	2.20	0.81	1.36	2.06	1.66		2.01		1.82	2.42	1.17	2.35		1.55	1.39	1.09	1.02	1.30	1.45	1.79	1.70	1.45	0.87	1.05	1.48	1.40	90%
Chooz	20.31	28.1	20.9	25.53	20.23	11.00	36.81	33.01	31.42			37.24	35.66	28.79	27.11	30.26			26.84	24.82	15.69	18.59	20.68	28.74		19.12	24.41	24.91	27.66		80%
Domrémy-La-P.	0.63	0.76	0.62	0.54	0.83	0.34		0.63	0.76				0.69		0.41				0.53		0.45		0.46	0.78	0.77	0.48		0.81			57%
Goncourt	*					0.02		0.04	0.04				0.05	0.05	0.06				0.04		0.02	0.03						0.06			34%
Montcy-Notre-D.	16.71	24.7	20.2	19.84	17.25	9.13		21.28				18.01	23.03		19.17			21.16	15.21	15.37	15.98	11.20	18.16	22.44		15.80	19.43	19.87	23.40	*	72%
St Mihiel	2.26	2.80	2.21	1.90	2.61	0.92		2.26	2.79			3.17	2.52		2.09			2.03	1.90		1.49	2.38	1.58		3.17	1.91	3.07	1.51			67%
Stenay	5.63	8.05	5.27	5.27	4.80	3.62		6.73	8.93			9.38	9.00	8.50	8.47	9.64		5.69	6.78		6.01	7.45	6.86	8.17		5.78	6.79	6.84	8.54		77%
Vaucouleurs	1.44	1.68	1.30	1.17		0.61		1.75	1.65				1.42	1.61	0.59	1.52			1.32			1.70				1.43	1.62	1.66			53%
Schweighouse	2.35	2.24	2.28	2.22	2.28	1.85	2.23	3.07	2.90						2.77	2.50		2.91	2.26	2.28	1.86	2.23	2.08	2.49	3.00	2.27	2.39	2.24	2.59	0.67	80%
Autrey-Ste-H.	0.36	0.43	0.36	0.36	0.54	0.30	0.67						0.59	0.70	0.47		0.73	0.70	0.53	0.49	0.34	0.47	0.40	0.50		0.38	0.38	0.42	0.46	0.64	77%
Gerbeviller	0.94	0.69	0.87	0.96	1.42	0.62									1.51				1.13	1.16	0.43	0.99	0.86	1.38		0.98	0.95	0.84	1.36		57%
Custines	11.31	14.64	14.84	11.88	20.88	6.40	22.49	22.78	20.64		28.81	24.62	17.61	21.58	15.82	26.44		20.00	20.73	15.46	10.05	20.87	22.63	21.23	26.23	20.85	19.85	21.81	20.63	27.18	93%
Epinal	4.46	4.85	5.75	6.55	7.07	2.66		8.45	6.11				3.53	6.03	3.27	7.86	9.31	6.47	4.61	3.99	3.56	3.87	4.86	4.51	6.09	4.16	4.07	5.00	5.52	8.89	87%
Fresse	0.32	0.19	0.42	0.41	0.37	0.16	*	*	*				0.18	0.24	0.25	0.42		0.31	0.22	0.18	0.22	0.25	0.33	0.27		0.41	0.34	0.35	0.35		78%
Hauconcourt	12.41	20.4	15.69	16.49	23.87	8.57	26.53	25.00	25.28		27.61		22.12	32.06	19.85			21.99	20.60	16.53	11.82	17.55	29.32	25.66	28.97	15.79	27.69	18.17	23.62	31.97	87%
Noir-Gueux	1.08	2.18	2.97	2.10	3.62	0.64		4.00	2.61				1.01	2.28	1.54	2.13	3.77	2.39	1.52	1.36	1.64	1.08	2.10	1.34	2.76	1.70	1.73	2.00	1.85		83%
Rupt-sur-M.	0.60	0.49	0.61		0.62	0.34	1.03	0.72	0.64				0.20	0.42	0.49			0.61	0.45	0.50	0.68	0.41		0.55	0.75	0.65	0.67	0.68	0.70		73%
Toul	5.36	6.02	8.35	8.71	10.28	3.52	10.37	6.36	9.32				5.09		4.89	9.25	10.76	5.77	6.03	5.48	2.12	4.42	8.19	5.94	9.19	6.95	7.53	9.33	8.63	13.24	87%
Vagney	0.70	0.81	1.36	1.22	0.87	0.48		1.72	0.94		1.49	1.65	0.78	1.06	0.57	1.13	1.24	1.12	0.63	0.63	0.63	0.48	1.40	0.81	1.38	0.92	0.65	0.23	0.63	1.46	93%
Varize				0.37		0.25						0.43	0.43	0.44	0.27				0.31	0.24	0.17	0.28	0.13	0.29		0.26	0.36	0.38	0.29	0.48	57%
Pontigny	0.40	0.50	0.32	0.35	0.46	0.23	0.49	0.48			0.51			0.50	0.46	0.47				0.51	0.42	0.41	0.42			0.32					57%
Keskastel	0.98	1.48	1.06	1.90	1.72	1.20				*	*		1.89						1.23	1.15		0.48	1.20			0.46	1.14	1.28	1.60	1.70	57%
Beinheim	0.91	1.14	0.80	0.88		0.63	1.48							1.51	1.06	1.56		1.58	0.88	1.22	0.87	1.07	0.85	1.44		1.12	1.22	1.06	1.37		67%
Metz	1.19	1.51	0.88			0.56	1.23						*	1.05	1.06				1.37	0.94	0.79	1.01	0.83			0.91	1.44	1.11			52%
Nomeny	0.78	1.04	0.67	0.83	1.16	0.43	1.27		0.90		1.07	1.02	1.09	1.12	0.83	1.41			1.19	1.16	1.04	1.12	0.92	1.08		1.19	1.30	1.07	1.31		80%
Staffelfelden	0.33	0.90	1.00	0.32	0.33	0.41		1.28	1.07		1.39		0.35	1.16	0.42	1.43		1.39	0.71	1.04	0.94	0.64	0.68	0.81	1.08	0.69	1.08	0.89	0.86	1.44	87%
Lunéville	0.79	0.89	0.90	1.02		0.61		1.21				1.18	1.29	1.22	1.22			1.28	0.86	0.84	0.70		0.85	1.20		0.93	0.95	0.82	0.84		67%
Cheniménil	1.84	1.48	2.70	1.86	2.77	0.85	1.57	2.26	2.19		2.49		2.21		1.31	2.99		1.80	1.75	1.29	1.07	1.37	1.61	0.94		1.50	1.39	1.49	1.52	2.40	83%
Kaysersberg	0.65	0.72	0.51	0.61	0.72	0.37	0.77	0.73	0.56		0.68	0.69	0.55	0.76	0.60	0.86		0.61	0.55	0.47	0.33	0.44	0.53	0.55	0.60	0.64	0.63	0.55	0.60	0.88	93%
Walterheim	1.06	1.74	1.80	1.82	1.40	1.10	1.40	1.87	1.90		1.91	2.47	2.60	2.12	1.67	2.46		2.52	2.40	2.29	2.09	2.47	2.26	2.54		2.57	2.07	1.78	2.47	2.57	90%
Autrey			0.02	0.01		0.01		0.01						0.02	0.02	0.02						0.02	0.03			0.03				0.03	37%
Han-lès-Juvigny	0.24		0.15	0.16		0.07			0.27											0.18	0.18		0.22	0.24		0.10	0.17				37%
Mirecourt		0.53		0.49	0.56	0.43																					0.50				17%
Pulligny	1.01	0.87	1.24	0.74	0.96	0.63									1.20					1.06	1.05		1.15	0.79	1.21	0.84	1.07	1.08	1.06	1.11	57%
Circourt-sur-M.			0.05	0.06		0.03		0.04	0.04				0.01		0.06	0.06														*	28%
Onville	0.16	0.39	0.16	0.40	0.36	0.34	0.44	0.32	0.46		0.45	0.42	0.41	0.53	0.37				0.49	0.50	0.50	0.53				0.53		0.52			67%
Niederroedern	0.16	0.20	0.11	0.12	0.20	0.08	0.23		0.28				0.28		0.25	0.29		0.19	0.16	0.13	0.06	0.15	0.09	0.23		0.23	0.18	0.19	0.17		73%
Soulosse	0.31	0.39		0.27	0.31	0.16		0.43					0.39	0.37	0.36	0.33			0.35		0.32		0.34		0.40	0.32		0.44	0.42	*	59%
Jarny	*	*	*	*	*	*	*	*	*				0.35		0.44					0.41					0.37	0.14	0.24	0.18	0.08	0.16	43%
Didenheim	0.86	0.75	0.89	0.34	0.79	0.49	1.29	1.19	1.14	1.47	1.32			1.03	0.97	1.35		1.31	0.91	0.71	0.32	0.39	0.62	0.87	1.37	0.97	1.01	0.66	1.37	1.34	90%
Boncourt	*	*	*	*		*	*	*				0.08	0.15	0.10					0.04	0.07	0.03	0.05	0.06	0.10	0.09	0.05		0.06	0.12		57%
Rosselange	*	*	*	*	*	1.20	*	*							1.39					1.53	1.64	1.58	1.11	1.71	1.25	0.39	0.22	0.70	1.17	*	55%
Sarreinsming	1.91	3.24	2.01	3.09	3.34	0.97	3.84	3.26	3.58	*	3.89	3.67	3.86	3.26	3.11	3.30		2.16	2.97	2.36	1.57	1.75	1.70	3.18	3.76	2.77	3.35	3.18	3.67	4.44	97%
Tonnoy	3.97	3.97	6.81	6.60		3.10							7.43		4.11			6.18	4.79	4.73	2.69	5.35	7.45	6.49		5.08	4.36	4.91	7.03		60%

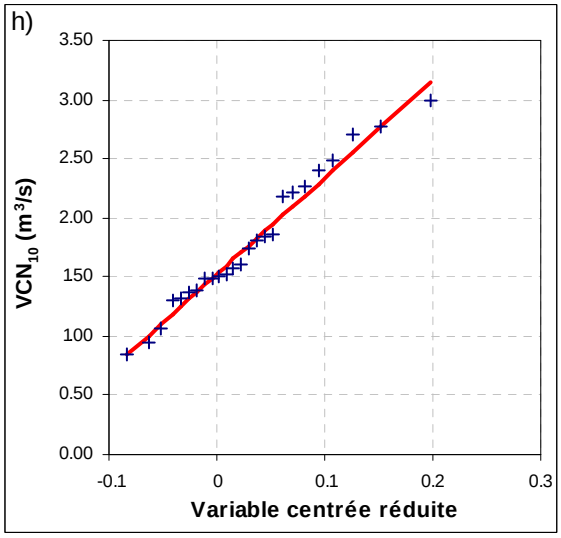
* donnée manquante

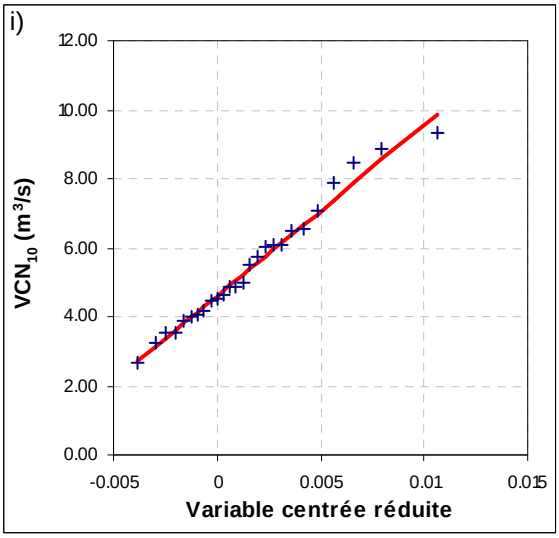
ANNEXE 3-4 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées à la loi GEV – a) L'Esch à Jezainville – b) La Mortagne à Autrey-Ste-H. - c) La Moder à Schweighouse – d) La Zorn à Waltenheim – e) La Sauer à Beinheim – f) La Meurthe à Raon l'Etape

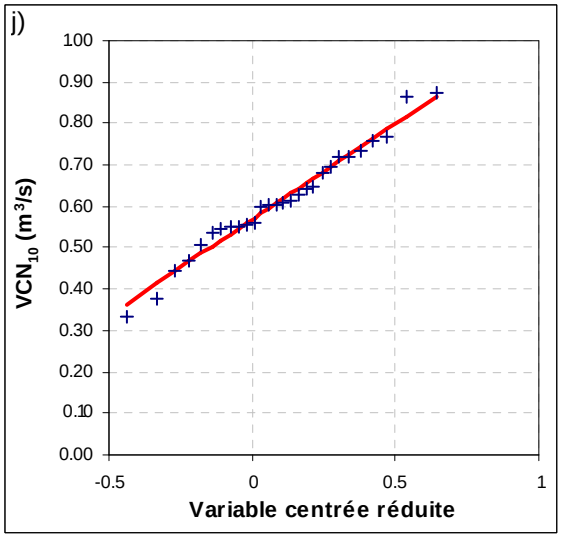


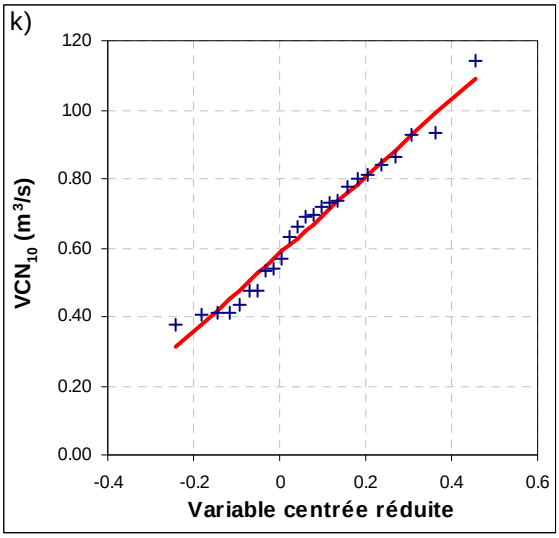
ANNEXE 3-4 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées à la loi GEV – g) La Meurthe à St-Dié – h) La Vologne à Chénimenil - i) La Moselle à Epinal – j) La Weiss à Kaysersberg – k) La Fecht à Wintzenheim – l) La Moselotte à Vagney

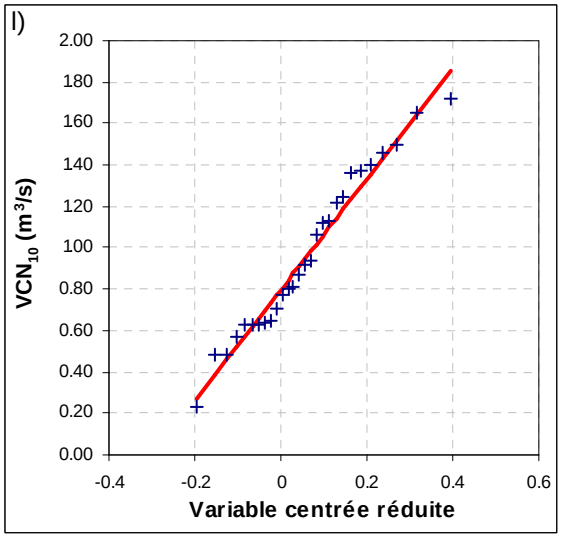




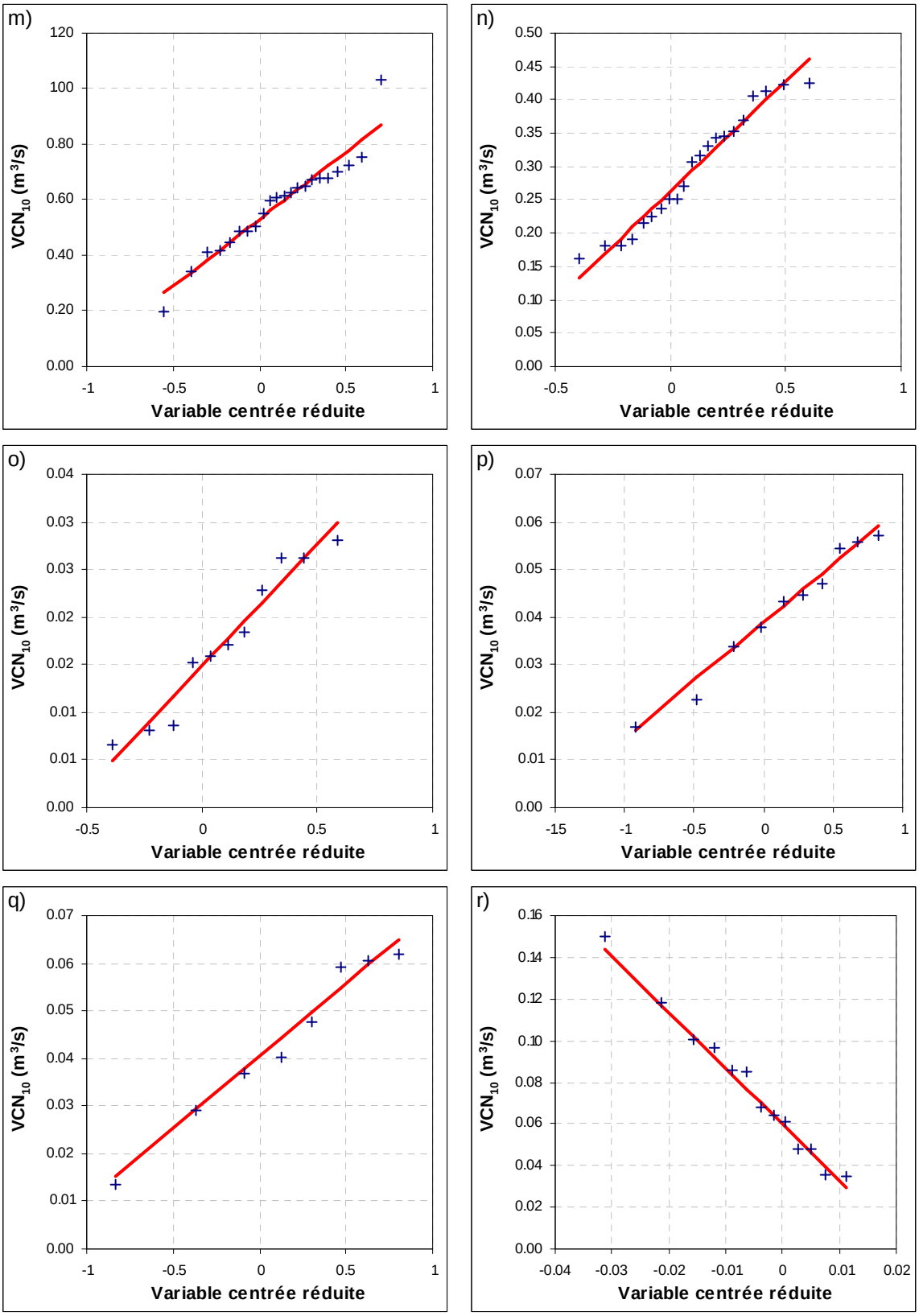




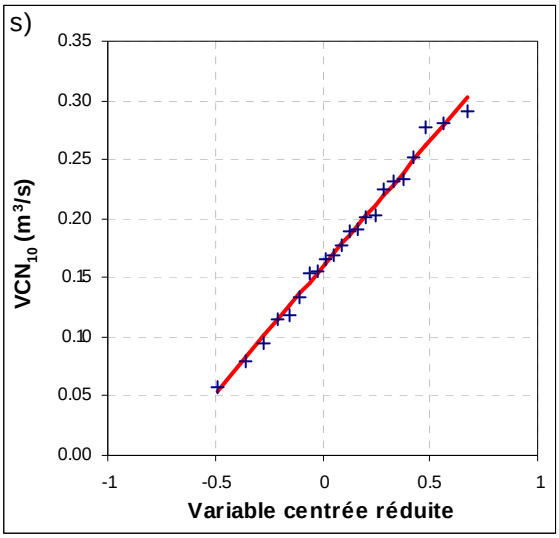


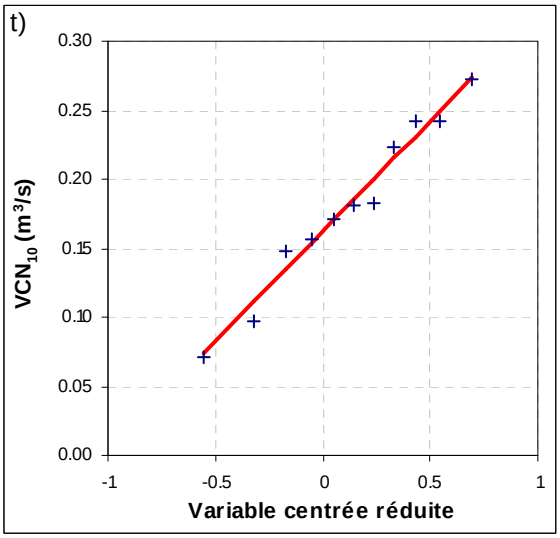


ANNEXE 3-4 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} à la loi Log normale 2 – m) La Moselle à Rupt-sur-Moselle – n) La Moselle à Fresse - o) Le Brénon à Autrey – p) La Meuse à Goncourt – q) Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon – r) L'Orne à Boncourt



ANNEXE 3-4 : Ajustement des chroniques de VCN_{10} tronquées à la loi GEV – s) Le Seltzbach à Niederroedern - t) Le Loison à Han-lès-Juvigny





ANNEXE 3-5 : Quantiles des VCN_{10}

	Echantillons globaux ajustés à la LN2					Echantillons tronqués ajustés à la GEV				
Bassin versant	**F 0,02**	**F 0,05**	**F 0,1**	**F 0,2**	**F 0,5**	**F 0,02**	**F 0,05**	**F 0,1**	**F 0,2**	**F 0,5**
BAR à Cheveuges	0.265	0.325	0.389	0.484	0.735	0.123	0.247	0.353	0.474	0.680
BRENON à Autrey	0.007	0.010	0.013	0.017	0.032	0.001	0.004	0.007	0.011	0.018
BRUCHE à Holtzheim	0.293	0.362	0.435	0.545	0.839	0.062	0.246	0.406	0.593	0.922
BRUCHE à Russ	0.644	0.736	0.829	0.958	1.262	0.602	0.713	0.816	0.947	1.215
CHIERS à Carignan	4.708	5.281	5.847	6.616	8.378	4.179	5.031	5.753	6.580	7.976
CHIERS à Chauvency	3.169	3.665	4.170	4.876	6.577	1.806	3.033	4.029	5.108	6.760
ESCH à Jézainville	0.025	0.034	0.043	0.059	0.105	-0.015	0.008	0.027	0.046	0.073
FECHT à Ostheim	0.302	0.369	0.441	0.547	0.826	0.140	0.291	0.418	0.560	0.793
FECHT à Wintzenheim	0.302	0.358	0.417	0.501	0.712	0.291	0.353	0.412	0.487	0.649
ILL à Didenheim	0.366	0.442	0.523	0.641	0.947	0.153	0.326	0.478	0.658	0.984
LARGUE à Dannemarie	0.023	0.029	0.037	0.048	0.082	0.024	0.031	0.038	0.046	0.061
LOISON à Han-lès-Juvigny	0.088	0.114	0.143	0.189	0.321	0.034	0.065	0.093	0.126	0.186
MADON à Mirecourt	0.427	0.488	0.549	0.633	0.832	0.365	0.398	0.425	0.457	0.510
MADON à Pulligny	0.672	0.755	0.837	0.949	1.206	0.538	0.656	0.753	0.862	1.039
MEURTHE à Dameleviéres	3.634	4.179	4.731	5.498	7.329	2.400	3.488	4.422	5.505	7.382
MEURTHE à Malzéville	3.764	4.400	5.056	5.981	8.250	1.434	3.221	4.691	6.311	8.867
MEURTHE à Raon l'Etape	1.528	1.773	2.023	2.373	3.220	1.327	1.657	1.962	2.347	3.134
MEURTHE à St Dié	0.739	0.858	0.980	1.151	1.567	0.728	0.853	0.973	1.130	1.474
MEUSE à Chooz	13.136	15.293	17.505	20.615	28.190	11.772	14.470	16.918	19.939	25.837
MEUSE à Donrémy La Pucelle	0.334	0.395	0.458	0.550	0.778	0.258	0.334	0.401	0.482	0.629
MEUSE à Goncourt	0.019	0.025	0.033	0.045	0.083	0.003	0.013	0.021	0.030	0.044
MEUSE à Montcy Notre Dame	10.584	12.131	13.694	15.858	20.998	9.141	11.255	13.078	15.200	18.909
MEUSE à St Mihiel	1.060	1.282	1.519	1.864	2.758	0.939	1.189	1.416	1.695	2.239
MEUSE à Stenay	3.643	4.268	4.912	5.824	8.066	3.501	4.208	4.844	5.621	7.107
MEUSE à Vaucouleurs	0.794	0.933	1.077	1.281	1.786	0.281	0.649	0.922	1.188	1.526
MODER à Schweighouse	1.429	1.592	1.752	1.967	2.455	1.357	1.568	1.753	1.972	2.368
MORTAGNE à Autrey-Ste-H.	0.267	0.307	0.347	0.403	0.536	0.276	0.306	0.335	0.375	0.468
MORTAGNE à Gerbeviller	0.514	0.622	0.737	0.905	1.339	0.425	0.528	0.624	0.745	0.994
MOSELLE à Custines	9.485	10.960	12.462	14.558	19.602	6.367	9.500	12.163	15.211	20.372
MOSELLE à Epinal	2.496	2.941	3.403	4.060	5.692	2.594	2.987	3.374	3.901	5.137
MOSELLE à Fresse-sur-M.	0.142	0.168	0.196	0.235	0.334	0.117	0.150	0.180	0.218	0.294
MOSELLE à Hauconcourt	9.906	11.721	13.611	16.312	23.062	7.760	10.616	13.165	16.253	22.066
MOSELLE à Noir-Gueux	0.678	0.861	1.065	1.379	2.257	0.672	0.865	1.056	1.314	1.915
MOSELLE à Rupt sur M.	0.268	0.323	0.382	0.468	0.689	0.231	0.302	0.365	0.442	0.589
MOSELLE à Tonnoy	2.591	3.146	3.737	4.603	6.860	2.246	2.952	3.654	4.618	6.928
MOSELLE à Toul	3.029	3.636	4.276	5.203	7.576	2.293	3.207	4.052	5.117	7.282
MOSELOTTE à Vagney	0.336	0.412	0.493	0.614	0.932	0.247	0.363	0.473	0.616	0.928
MOUZON à Circourt-sur-M.	0.023	0.031	0.040	0.054	0.099	-0.004	0.008	0.018	0.029	0.047
NIED ALLEMANDE à Varize	0.160	0.193	0.229	0.281	0.416	0.113	0.151	0.187	0.230	0.317
NIED FRANCAISE à Pontigny	0.272	0.308	0.344	0.393	0.508	0.187	0.255	0.308	0.365	0.448
ORNE à Boncourt	0.021	0.030	0.042	0.063	0.135	0.022	0.029	0.036	0.047	0.070
ORNE à Rosselange	0.409	0.532	0.671	0.890	1.526	-0.259	0.133	0.448	0.783	1.284
RUPT DE MAD à Onville	0.198	0.239	0.282	0.345	0.508	0.115	0.197	0.263	0.334	0.442
SARRE à Keskastel	0.598	0.733	0.878	1.093	1.662	0.327	0.524	0.699	0.910	1.304
SARRE à Sarreinsming	1.424	1.639	1.857	2.161	2.888	0.941	1.395	1.795	2.269	3.132
SAUER à Beinheim	0.643	0.741	0.841	0.980	1.312	0.593	0.684	0.770	0.880	1.113
SAUER à Liebfrauenthal	0.780	0.834	0.886	0.952	1.094	0.798	0.843	0.885	0.939	1.050
SEILLE à Metz	0.629	0.733	0.840	0.990	1.356	0.554	0.641	0.723	0.827	1.044
SEILLE à Nomény	0.575	0.660	0.746	0.865	1.147	0.485	0.622	0.736	0.866	1.079
SELTZBACH à Niederroedern	0.069	0.086	0.105	0.134	0.211	0.041	0.068	0.093	0.124	0.183
THUR à Staffelfelden	0.281	0.353	0.431	0.551	0.878	0.094	0.243	0.379	0.547	0.875
VAIR à Soulosse	0.218	0.248	0.278	0.320	0.417	0.181	0.221	0.256	0.294	0.359
VEZOUZE à Lunéville	0.598	0.679	0.759	0.870	1.128	0.581	0.650	0.715	0.797	0.968
VOLOGNE à Cheniménil	0.795	0.948	1.109	1.340	1.927	0.804	0.950	1.091	1.280	1.707
WEISS à Kaysersberg	0.373	0.413	0.452	0.503	0.620	0.354	0.402	0.447	0.502	0.613
YRON à Jarny	0.110	0.143	0.180	0.239	0.411	-0.007	0.041	0.085	0.141	0.257
ZORN à Waltenheim	1.209	1.346	1.481	1.662	2.072	0.857	1.153	1.400	1.678	2.132

ANNEXE 5-1

Coefficient d'Ecoulement de Crue moyens mensuels

Station	Cours d'eau	IEB	CEC	Janv.	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Autrey	Brenon	29%	25%	54%	58%	40%	26%	9%	6%	3%	1%	3%	13%	26%	54%
Autrey-Ste-Hélène	Mortagne	60%	18%	27%	33%	28%	24%	14%	11%	7%	6%	7%	9%	16%	26%
Beinheim	Sauer	57%	12%	25%	27%	26%	19%	9%	5%	3%	2%	2%	4%	9%	17%
Belval	Sormone	43%	24%	55%	55%	45%	39%	19%	12%	16%	12%	10%	20%	31%	43%
Boncourt	Orne	30%	26%	55%	57%	42%	34%	13%	7%	5%	1%	2%	11%	21%	42%
Carignan	Chiers	57%	20%	41%	50%	36%	29%	10%	6%	5%	3%	2%	9%	16%	30%
Chauvency	Chiers	52%	22%	45%	54%	39%	30%	10%	6%	7%	9%	6%	12%	19%	34%
Chénimenil	Vologne	51%	29%	50%	41%	51%	37%	14%	11%	8%	7%	8%	21%	35%	47%
Cheveuges	Bar	45%	23%	50%	56%	38%	32%	10%	5%	6%	3%	2%	10%	20%	37%
Chooz	Meuse	44%	24%	53%	60%	40%	33%	12%	7%	7%	4%	4%	12%	22%	40%
Circourt-sur-M.	Mouzon	24%	28%	55%	58%	46%	34%	17%	11%	8%	2%	3%	17%	29%	51%
Custines	Moselle	41%	29%	52%	55%	51%	39%	20%	15%	10%	7%	7%	18%	29%	46%
Damelevières	Meurthe	46%	24%	43%	47%	41%	30%	18%	12%	8%	6%	6%	14%	24%	40%
Dannemarie	Largue	34%	19%	31%	35%	32%	24%	21%	11%	5%	5%	6%	13%	21%	31%
Didenheim	Ill	43%	18%	34%	38%	33%	22%	16%	8%	4%	3%	4%	10%	20%	30%
Domremy la P.	Meuse	30%	28%	59%	58%	45%	34%	14%	8%	6%	1%	3%	13%	30%	51%
Epinal	Moselle	46%	33%	50%	52%	53%	40%	23%	18%	14%	9%	11%	27%	38%	50%
Frémonville	Vezouze	59%	17%	44%	32%	34%	21%	9%	8%	5%	3%	5%	7%	20%	29%
Fresse	Moselle	42%	36%	46%	43%	51%	43%	20%	20%	16%	6%	15%	34%	46%	52%
Gerbéviller	Mortagne	50%	18%	35%	37%	31%	23%	14%	9%	5%	4%	5%	10%	18%	32%
Goncourt	Meuse	24%	29%	61%	63%	47%	32%	14%	8%	6%	3%	4%	17%	33%	57%
Han-lès-Juvigny	Loison	33%	26%	56%	61%	44%	33%	14%	9%	8%	2%	2%	12%	22%	45%
Hauconcourt	Moselle	40%	27%	52%	54%	47%	37%	19%	14%	9%	6%	6%	17%	28%	44%
Holtzheim	Bruche	44%	20%	39%	42%	40%	23%	9%	7%	6%	3%	5%	10%	19%	36%
Jarny	Yron	32%	29%	62%	62%	45%	34%	12%	7%	6%	4%	3%	16%	23%	50%
Jezainville	Esch	36%	17%	42%	44%	31%	25%	9%	5%	3%	2%	1%	5%	8%	24%
Kaysersberg	Weiss	55%	22%	35%	40%	41%	33%	17%	11%	9%	6%	5%	12%	21%	31%
Keskastel	Sarre	40%	21%	46%	48%	41%	27%	12%	9%	4%	3%	3%	10%	19%	37%
Lunéville	Vezouze	44%	21%	43%	45%	39%	26%	14%	10%	5%	3%	5%	13%	22%	40%
Malzéville	Meurthe	47%	23%	51%	41%	43%	23%	11%	10%	4%	4%	5%	9%	26%	43%
Metz	Seille	40%	20%	53%	53%	40%	23%	6%	6%	4%	2%	3%	9%	17%	35%
Mirecourt	Madon	40%	25%	55%	54%	40%	28%	14%	9%	5%	3%	4%	16%	28%	47%
Montcy-Notre-D.	Meuse	47%	24%	46%	62%	34%	42%	15%	9%	8%	5%	4%	11%	17%	38%
Niederroedern	Seltzbach	40%	20%	43%	49%	34%	25%	13%	6%	5%	3%	3%	8%	14%	31%
Nomeny	Seille	44%	20%	48%	47%	37%	25%	10%	8%	5%	2%	3%	12%	18%	35%
Onville	Rupt de Mad	45%	20%	49%	51%	37%	33%	14%	7%	5%	3%	1%	8%	12%	33%
Ostheim	Fecht	41%	22%	37%	42%	46%	33%	14%	8%	6%	5%	4%	11%	20%	33%
Pontigny	Nied Fcse	36%	21%	58%	49%	34%	22%	11%	5%	4%	4%	3%	14%	22%	43%
Pulligny	Madon	37%	24%	54%	56%	42%	27%	12%	7%	4%	2%	3%	14%	25%	49%
Raon l'Etape	Meurthe	53%	23%	36%	43%	38%	30%	18%	13%	10%	6%	8%	15%	23%	37%
Reiningue	Doller	33%	34%	59%	57%	67%	29%	14%	12%	9%	5%	7%	24%	36%	49%
Rosselange	Orne	38%	25%	54%	59%	41%	35%	12%	6%	4%	2%	2%	11%	16%	40%
Rupt-sur-Moselle	Moselle	19%	53%	68%	69%	74%	65%	35%	27%	20%	11%	18%	45%	59%	70%
Russ	Bruche	51%	29%	50%	53%	51%	34%	18%	14%	11%	6%	8%	18%	31%	48%
Saint Mihiel	Meuse	38%	25%	56%	56%	44%	35%	13%	6%	4%	2%	2%	10%	23%	42%
Saint-Dié	Meurthe	51%	26%	42%	47%	44%	32%	17%	14%	10%	6%	7%	16%	29%	44%
Saint-Nabord	Moselle	41%	39%	54%	55%	60%	47%	23%	21%	17%	10%	14%	34%	47%	56%
Sarreinsming	Sarre	41%	20%	44%	46%	39%	23%	12%	8%	4%	3%	3%	12%	17%	38%
Schweighouse	Moder	67%	11%	21%	25%	23%	16%	10%	6%	4%	3%	3%	4%	6%	14%
Sélestat	Giessen	36%	28%	55%	66%	56%	32%	17%	10%	7%	4%	4%	12%	26%	51%
Soulosse	Vair	34%	25%	52%	55%	43%	26%	12%	7%	4%	2%	3%	14%	26%	47%
Staffelfelden	Thur	40%	32%	52%	57%	55%	41%	20%	14%	8%	6%	7%	20%	31%	43%
Stenay	Meuse	45%	23%	58%	54%	49%	37%	15%	8%	2%	2%	2%	6%	19%	34%
Tonnoy	Moselle	42%	32%	57%	46%	54%	36%	21%	16%	8%	8%	8%	26%	39%	51%
Toul	Moselle	42%	29%	51%	54%	49%	37%	19%	14%	10%	6%	7%	20%	32%	47%
Uckange	Moselle	45%	23%	56%	48%	45%	34%	17%	13%	6%	5%	6%	15%	26%	41%
Vagney	Moselotte	39%	46%	59%	59%	69%	64%	34%	28%	21%	14%	21%	44%	54%	61%
Vandières	Rau Trey	45%	20%	50%	52%	41%	36%	20%	8%	6%	4%	1%	5%	8%	21%
Varize	Nied All	17%	34%	45%	34%	29%	16%	4%	5%	4%	2%	4%	9%	21%	28%
Vaucouleurs	Meuse	33%	27%	58%	58%	46%	34%	16%	8%	5%	1%	3%	14%	28%	50%
Verdun	Scance	58%	20%	42%	49%	38%	41%	22%	9%	4%	3%	2%	2%	13%	26%
Waltenheim	Zorn	55%	15%	32%	38%	30%	18%	11%	7%	4%	3%	3%	7%	12%	27%
Wintzenheim	Fecht	43%	30%	44%	50%	56%	47%	24%	12%	10%	6%	7%	18%	26%	39%

IEB : Indice d'Ecoulement de Base

CEC : Coefficient d'Ecoulement de Crue moyen annuel

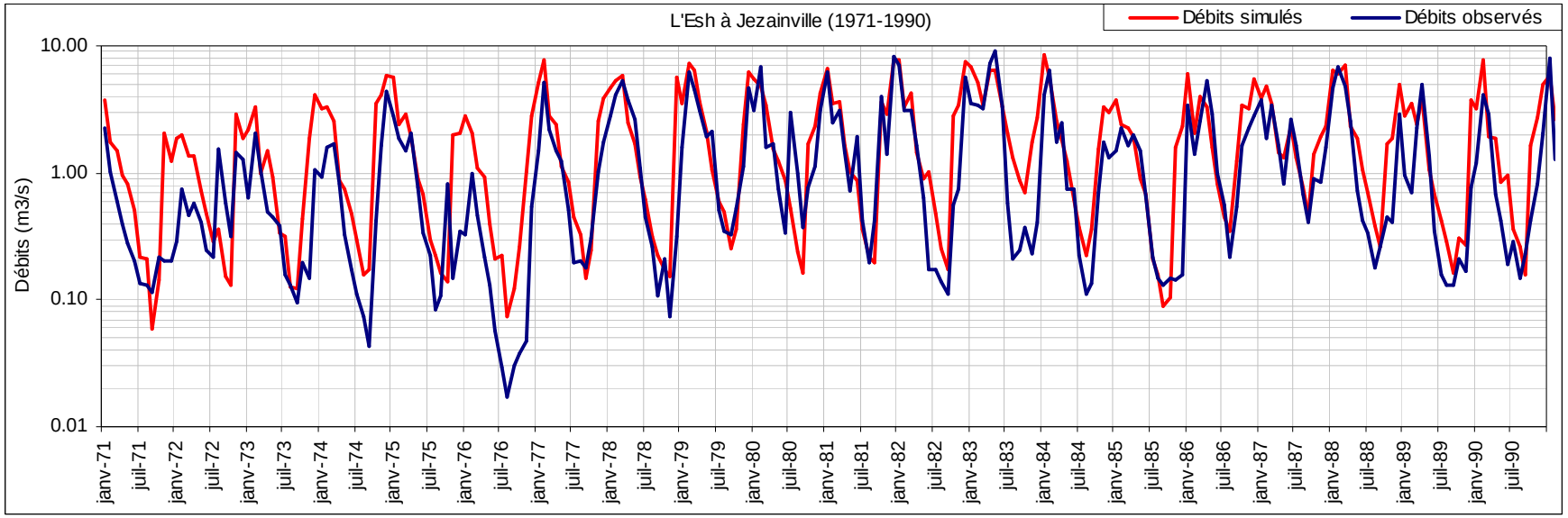
ANNEXE 7-1 : Les caractéristiques des courbes enveloppes de tarissement - La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène

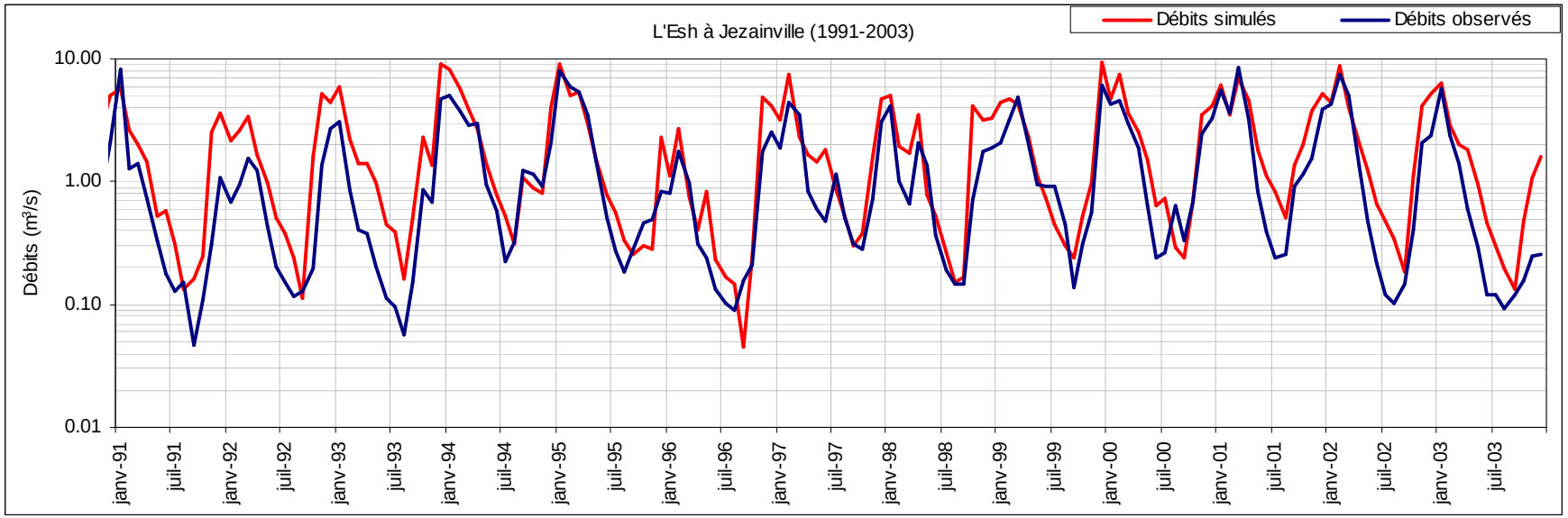
Année	Q0	Qt	Date Q0	Date Qt	Durée de la phase (en jours)	α de Maillet
1971						
1972	0.975	0.516	25/05/1972	10/08/1972	77	0.008
1972	0.516	0.42	10/08/1972	26/09/1972	47	0.004
1973	0.624	0.33	14/07/1973	08/09/1973	56	0.011
1974	0.628	0.32	20/05/1974	30/08/1974	102	0.007
1975						
1976	1.15	0.275	11/03/1976	07/08/1976	149	0.010
1977	1.39	0.706	26/03/1977	24/07/1977	120	0.006
1978						
1979						
1980						
1981						
1982						
1983						
1984						
1985	1.45	0.606	18/06/1985	18/08/1985	61	0.014
1985	0.606	0.448	18/08/1985	04/10/1985	47	0.006
1986	2.77	0.776	20/04/1986	10/09/1986	143	0.009
1987	1.38	0.688	16/07/1987	21/09/1987	67	0.010
1988	1.2	0.686	13/05/1988	28/09/1988	138	0.004
1989	0.62	0.472	21/06/1989	05/10/1989	106	0.003
1990	1.04	0.509	10/04/1990	12/08/1990	124	0.006
1990	0.509	0.472	12/08/1990	20/09/1990	39	0.002
1991						
1992						
1993						
1994						
1995	2.29	0.702	16/03/1995	19/08/1995	156	0.008
1996						
1997						
1998	1.03	0.379	25/05/1998	11/08/1998	78	0.013
1999	1.75	0.676	06/04/1999	05/07/1999	90	0.011
2000						
2001	0.71	0.523	06/07/2001	29/08/2001	54	0.006
2002						
2003	0.814	0.352	19/04/2003	21/08/2003	124	0.007
				Moyenne	94	0.008
				Min	39	0.002
				Max	156	0.014

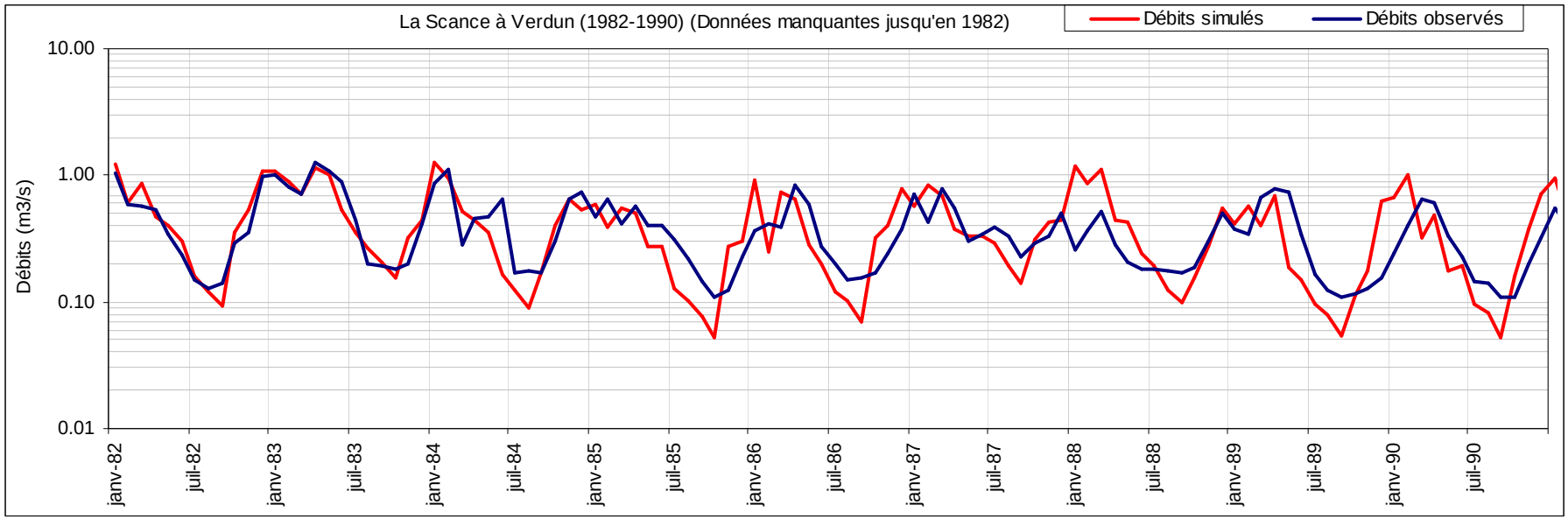
ANNEXE 9-1 : Critère de Nash calculé sur le logarithme des débits - Modèles ORCHY2 et ABCD - Période de calage 1971-1990 - Période de validation 1991-2003

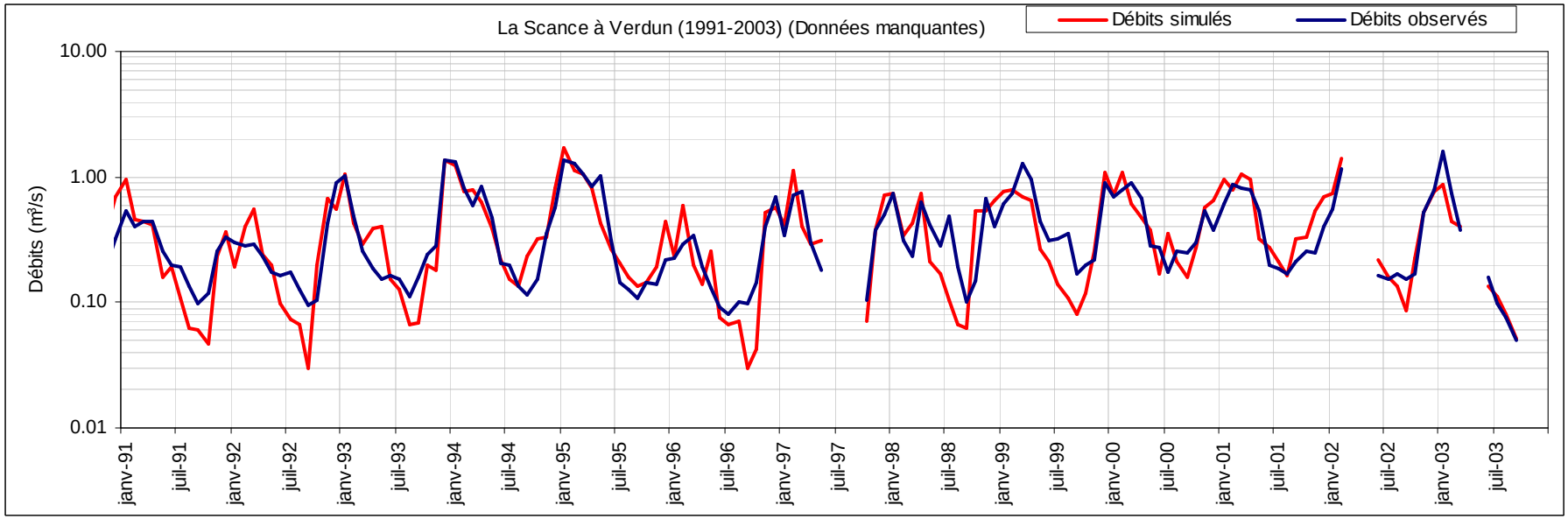
	ORCHY 2		ABCD	
	1971-1990	1991-2003	1971-1990	1991-2003
Autrey-Sainte Hélène	81%	79%	86%	76%
Beinheim	65%	79%	87%	87%
Belval	80%	80%	86%	84%
Boncourt	71%	83%	86%	86%
Carignan	80%	87%	87%	88%
Chauvency	86%	81%	90%	84%
Chénimenil	76%	82%	72%	80%
Cheveuges	79%	86%	88%	87%
Chooz	84%	88%	86%	88%
Circourt-sur-Mouzon	74%	83%	86%	88%
Custines	83%	88%	89%	89%
Damelevières	83%	88%	89%	87%
Dannemarie	71%	66%	70%	64%
Didenheim	74%	82%	79%	78%
Domremy la Pucelle	78%	86%	86%	86%
Epinal	80%	82%	84%	82%
Frémonville	25%	86%	46%	87%
Gerbéviller	81%	84%	87%	84%
Goncourt	80%	87%	87%	87%
Han-lès-Juvigny	80%	85%	91%	90%
Hauconcourt	81%	84%	87%	85%
Holtzheim	81%	87%	82%	87%
Jarny	73%	74%	84%	76%
Jezainville	66%	70%	84%	78%
Kaysersberg	72%	79%	80%	82%
Keskastel	78%	80%	88%	82%
Lunéville	81%	89%	86%	85%
Malzéville	84%	81%	89%	80%
Metz	75%	81%	85%	83%
Mirecourt	80%	86%	85%	88%
Montcy-Notre-Dame	83%	89%	89%	87%
Niederroedern	78%	82%	87%	88%
Nomeny	72%	82%	81%	80%
Onville	72%	74%	81%	79%
Ostheim	72%	87%	72%	85%
Pontigny	76%	76%	82%	81%
Pulligny	83%	85%	87%	86%
Raon l'Etape	83%	84%	87%	83%
Reiningue	81%	79%	85%	83%
Rosselange	76%	79%	86%	83%
Rupt-sur-Moselle	82%	81%	83%	81%
Russ	81%	90%	88%	91%
Saint Mihiel	80%	87%	90%	89%
Saint-Dié	81%	85%	83%	83%
Saint-Nabord	84%	83%	86%	81%
Sarreinsming	77%	84%	84%	82%
Schweighouse	65%	73%	91%	90%
Sélestat	75%	82%	84%	85%
Soulosse	77%	89%	86%	91%
Staffelfelden	79%	86%	82%	85%
Stenay	83%	90%	91%	89%
Tonnoy	86%	87%	86%	87%
Toul	85%	87%	88%	87%
Uckange	82%	86%	86%	86%
Vagney	80%	81%	83%	82%
Vandières	71%	71%	88%	78%
Varize	76%	81%	85%	82%
Vaucouleurs	80%	89%	90%	89%
Verdun	66%	76%	70%	77%
Waltenheim	76%	79%	84%	90%
Wintzenheim	78%	86%	82%	85%

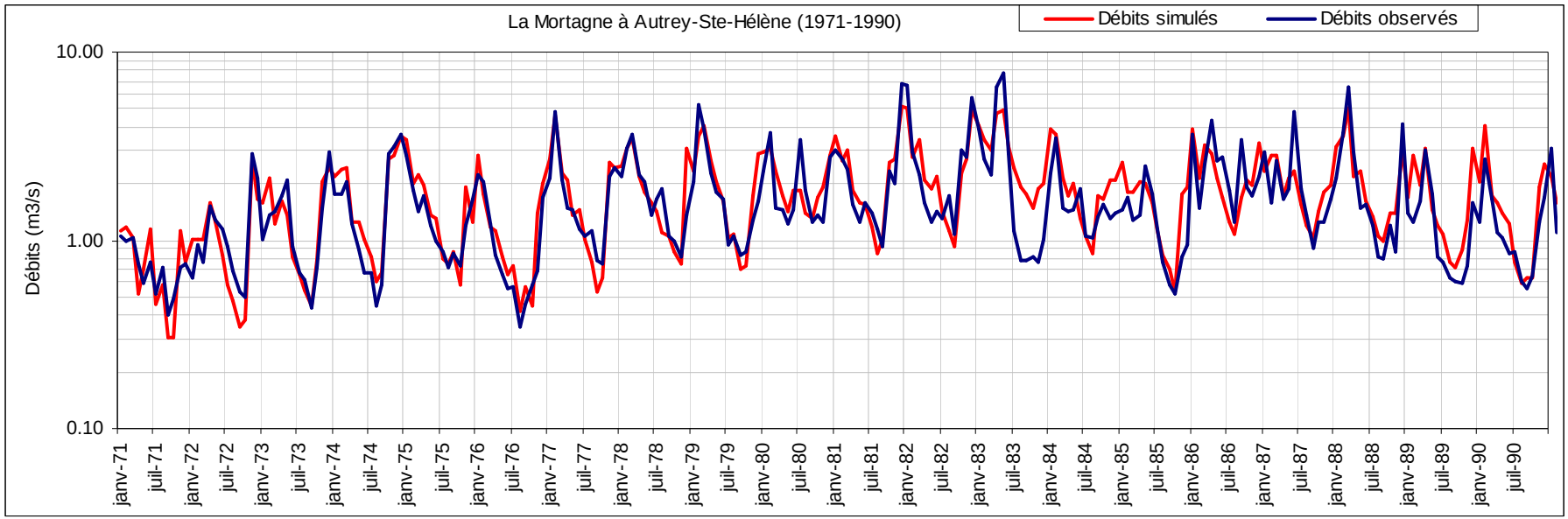
ANNEXE 9-2 : Simulations réalisées à partir du modèle ORCHY – Absence de calage, paramètres précalculés : CVN du régime et CEC

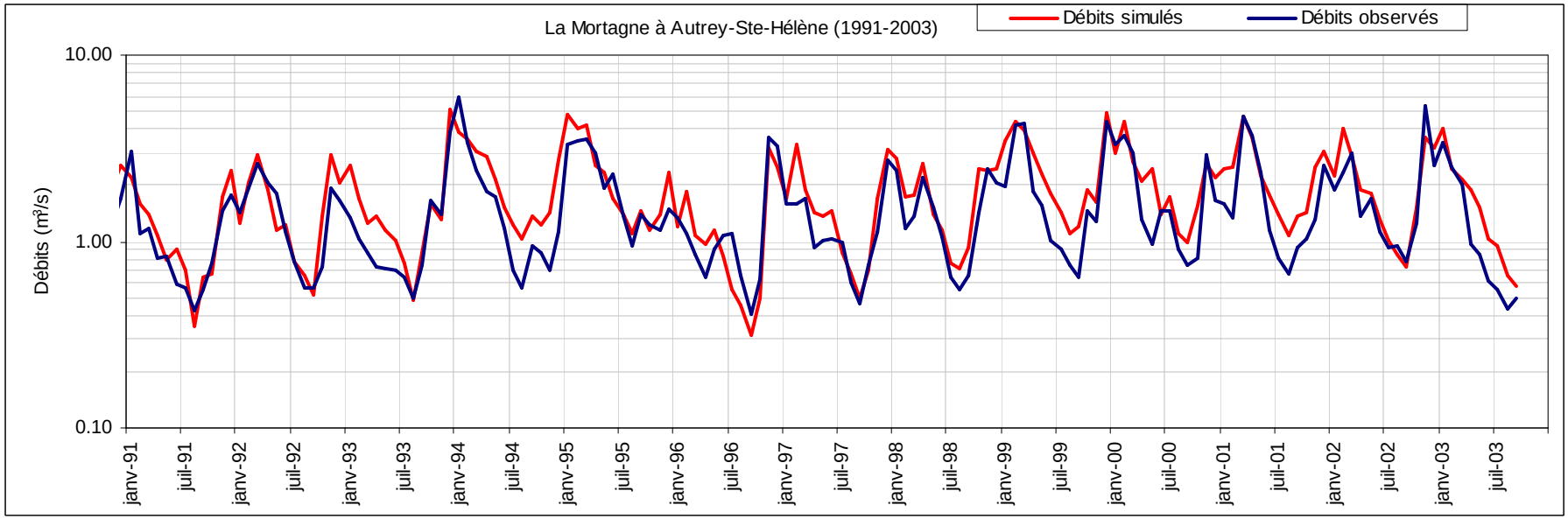


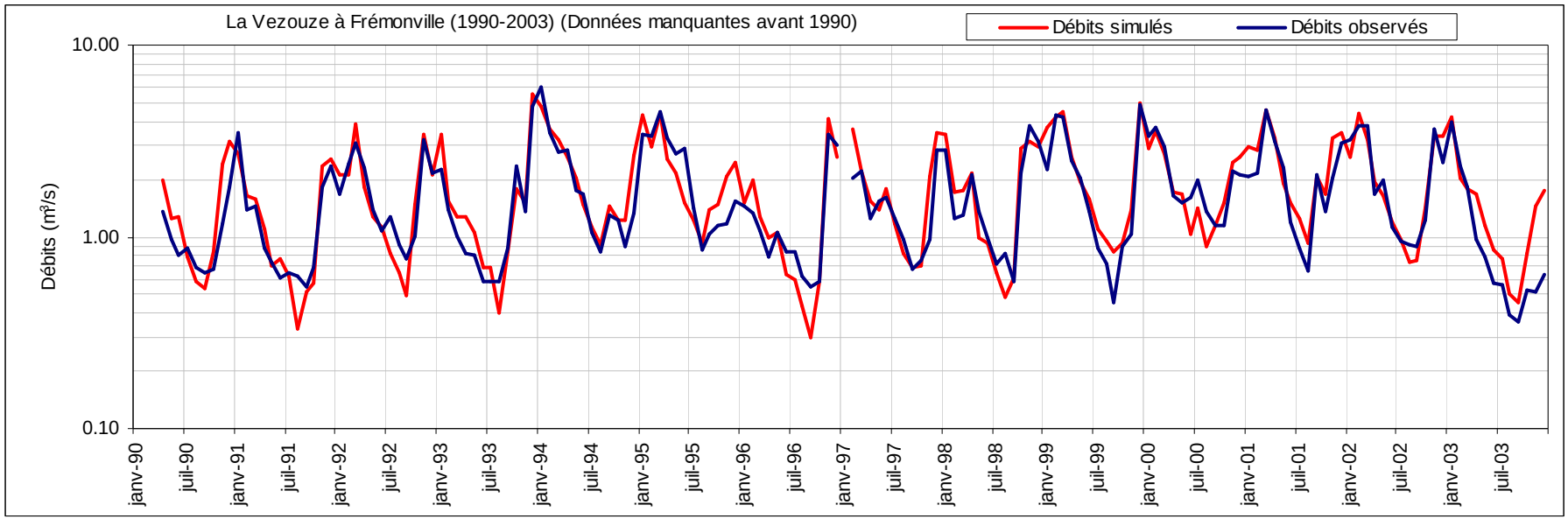


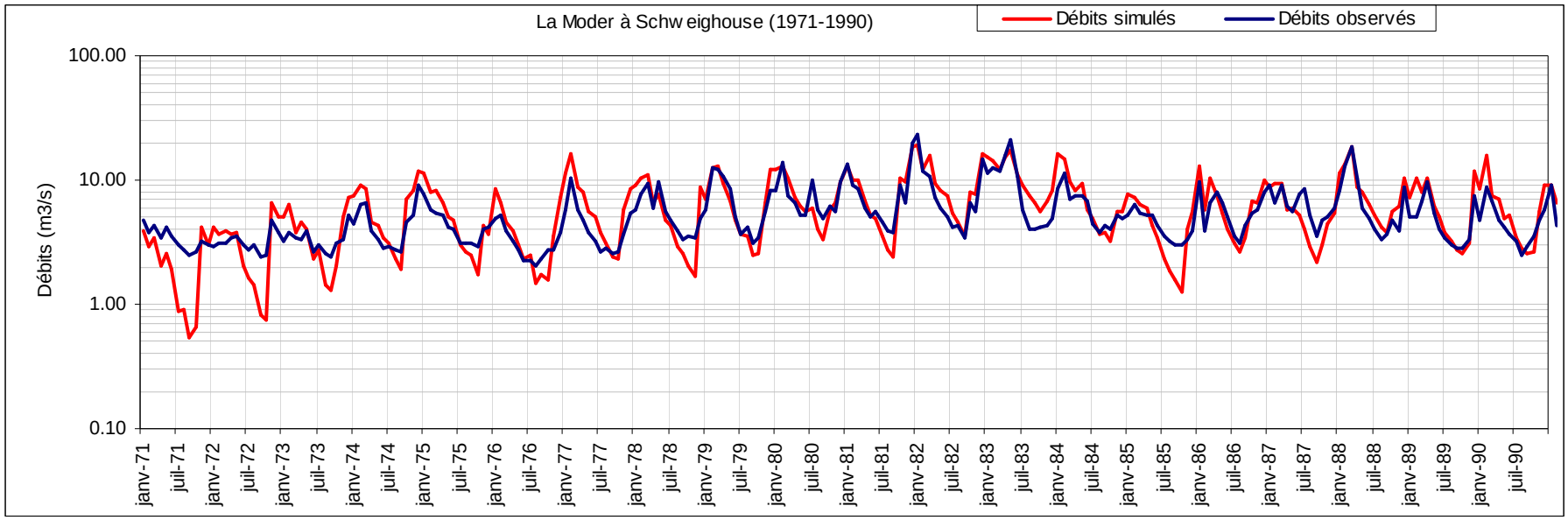

La Scance à Verdun (1982-1990) (Données manquantes jusqu'en 1982)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

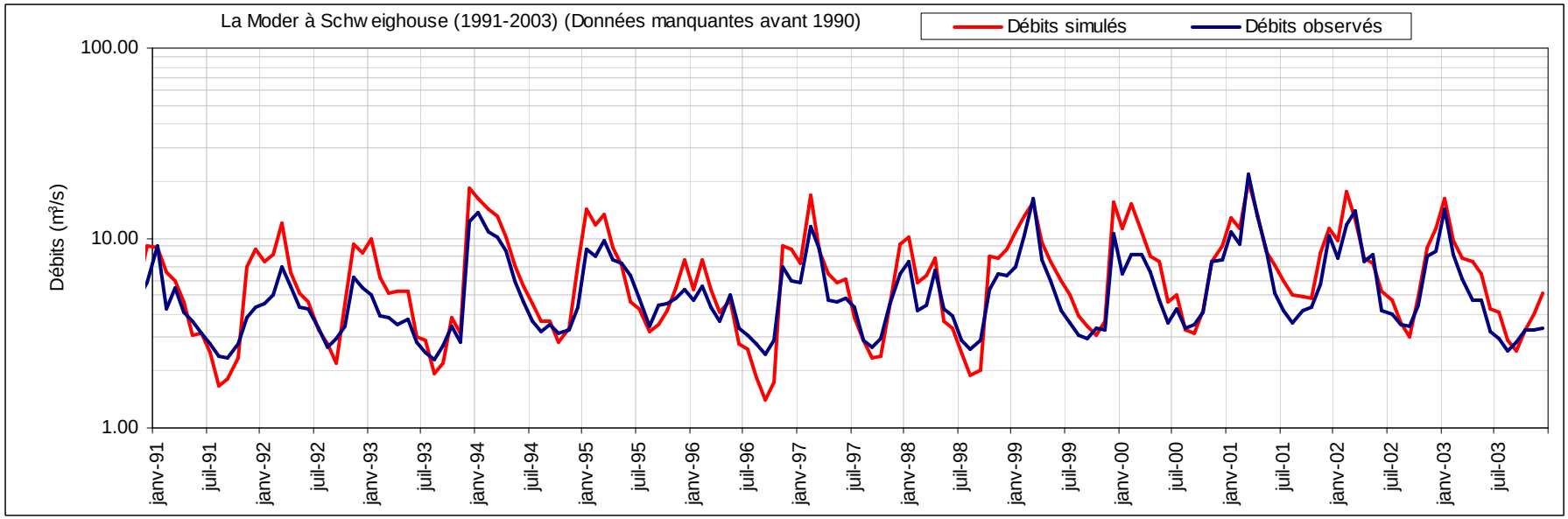

La Scance à Verdun (1991-2003) (Données manquantes)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m³/s)
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

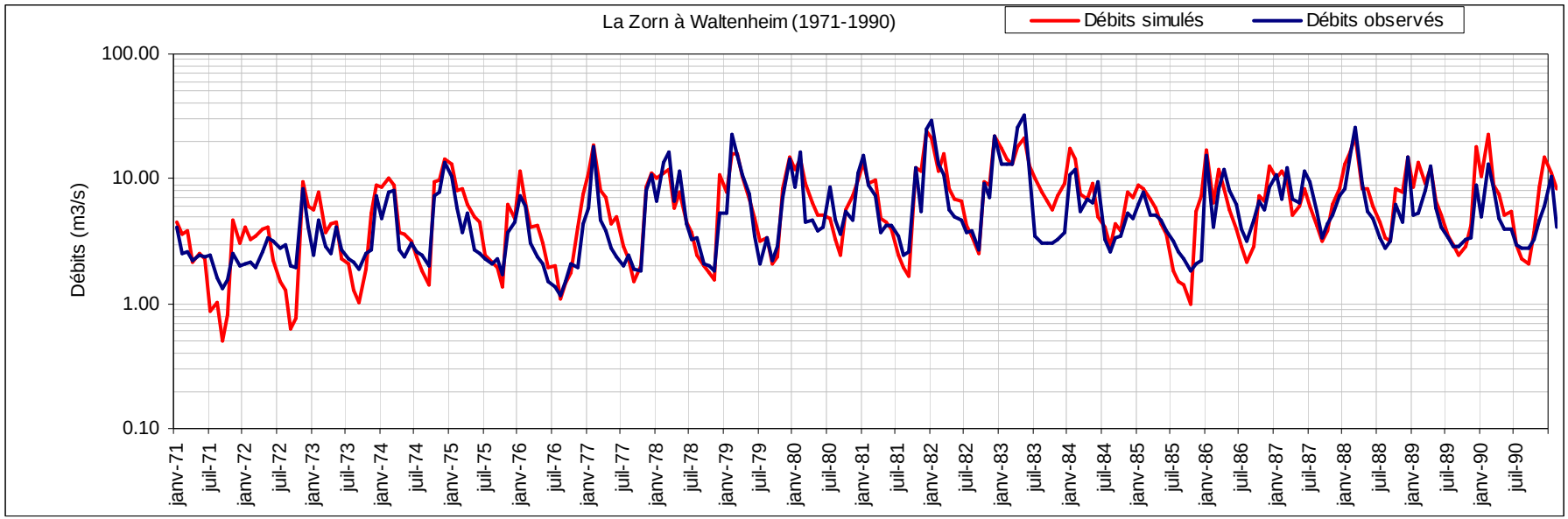

La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

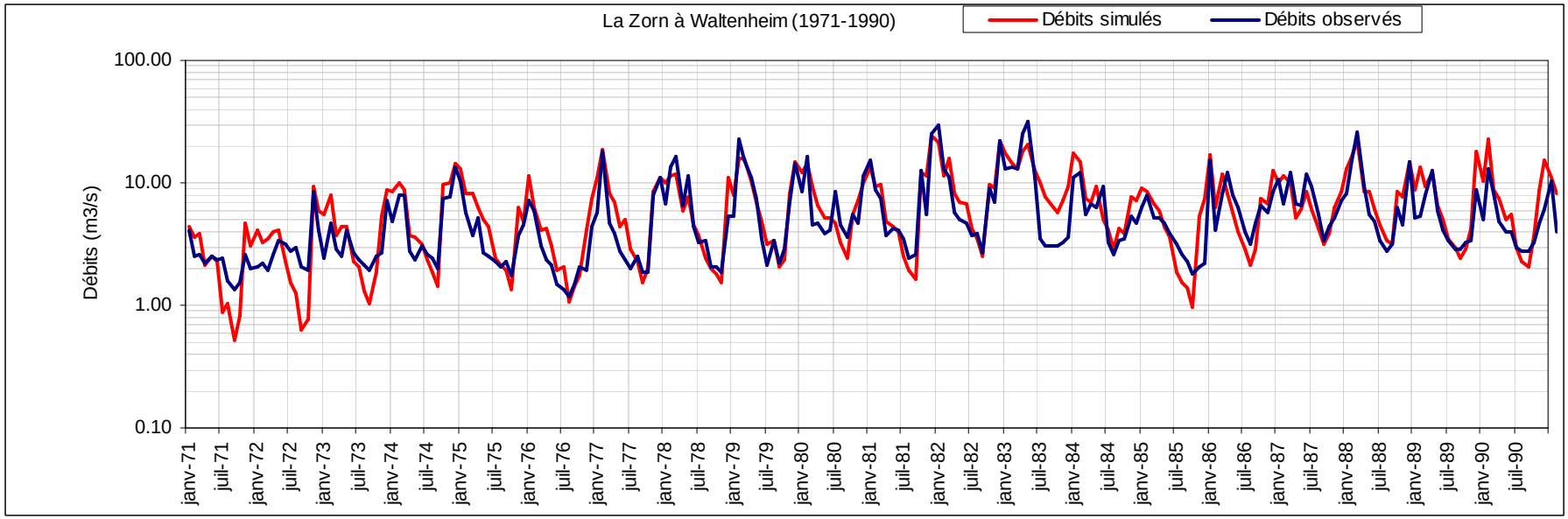

La Mortagne à Autrey-Ste-Hélène (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m³/s)
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

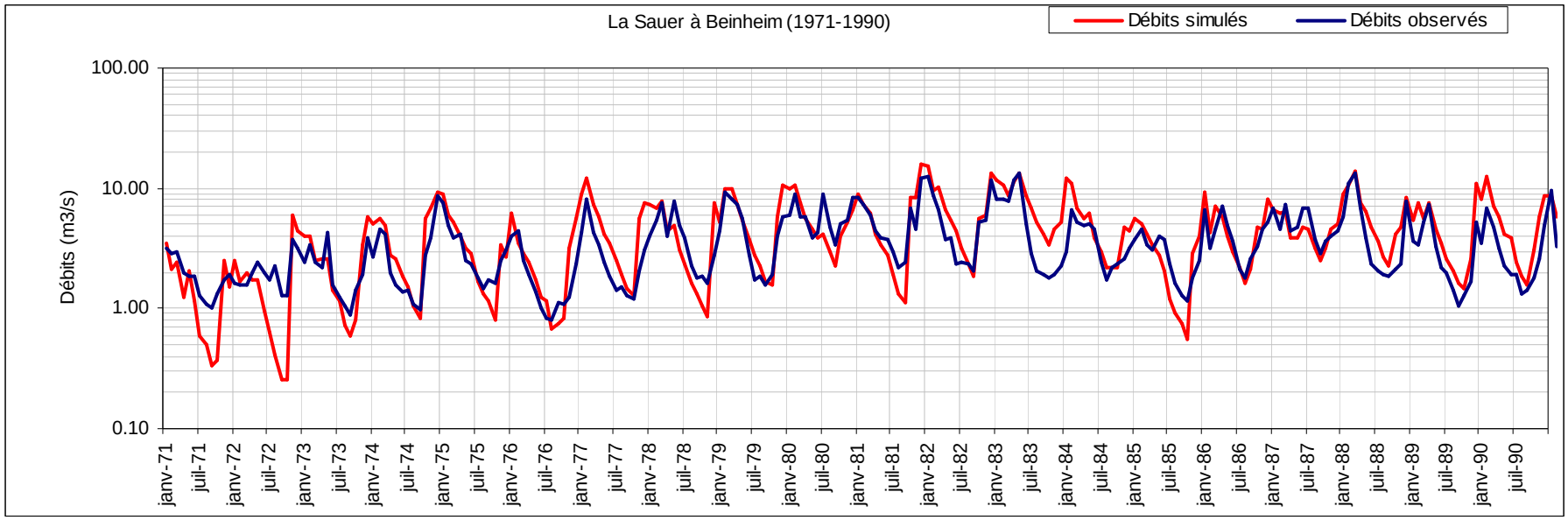

La Vezouze à Frémonville (1990-2003) (Données manquantes avant 1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m³/s)
10.00
1.00
0.10
janv-90
juil-90
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

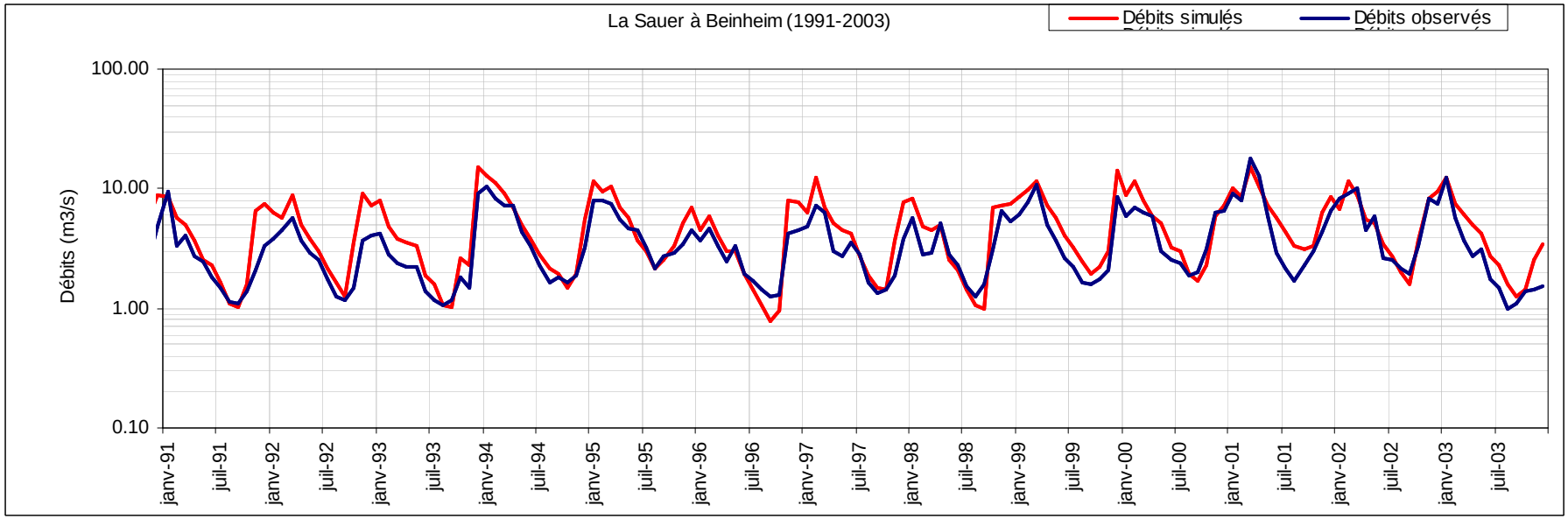

La Moder à Schweighouse (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

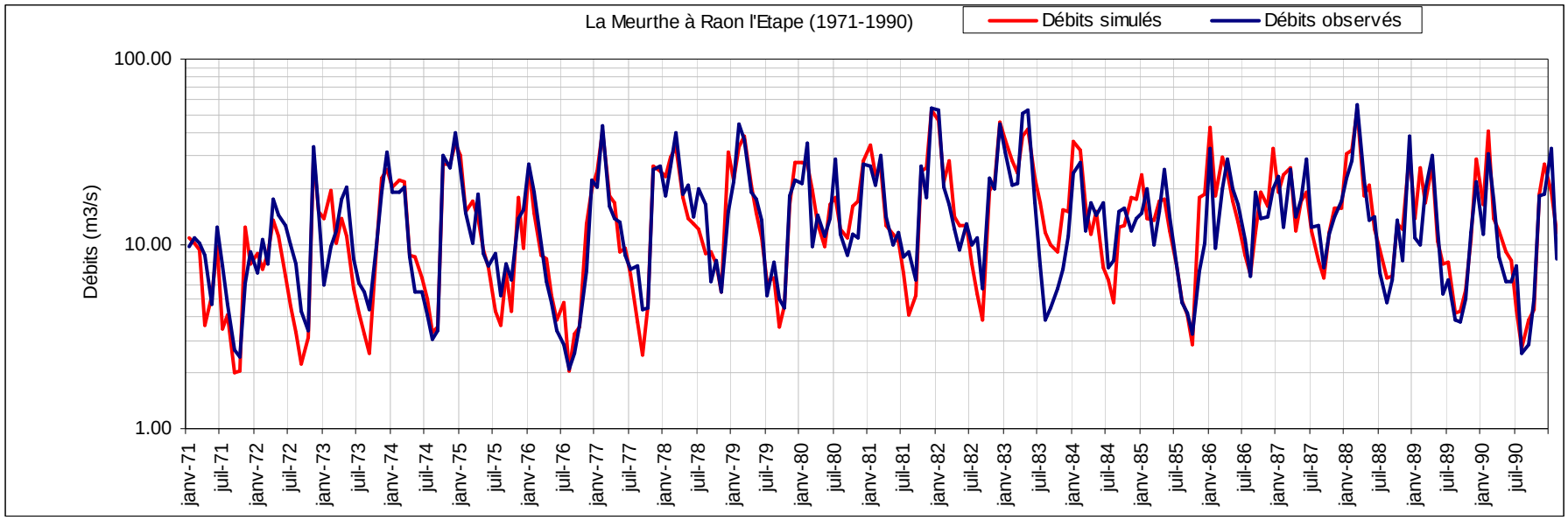

La Moder à Schweighouse (1991-2003) (Données manquantes avant 1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m³/s)
100.00
10.00
1.00
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

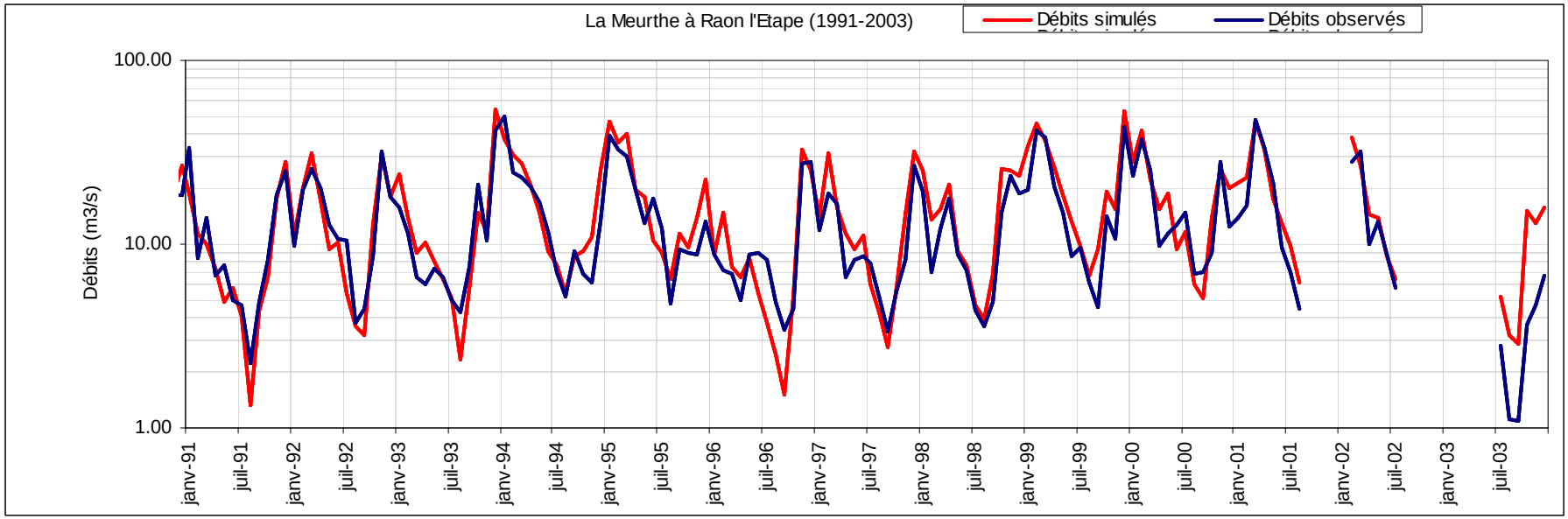

La Zorn à Waltenheim (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

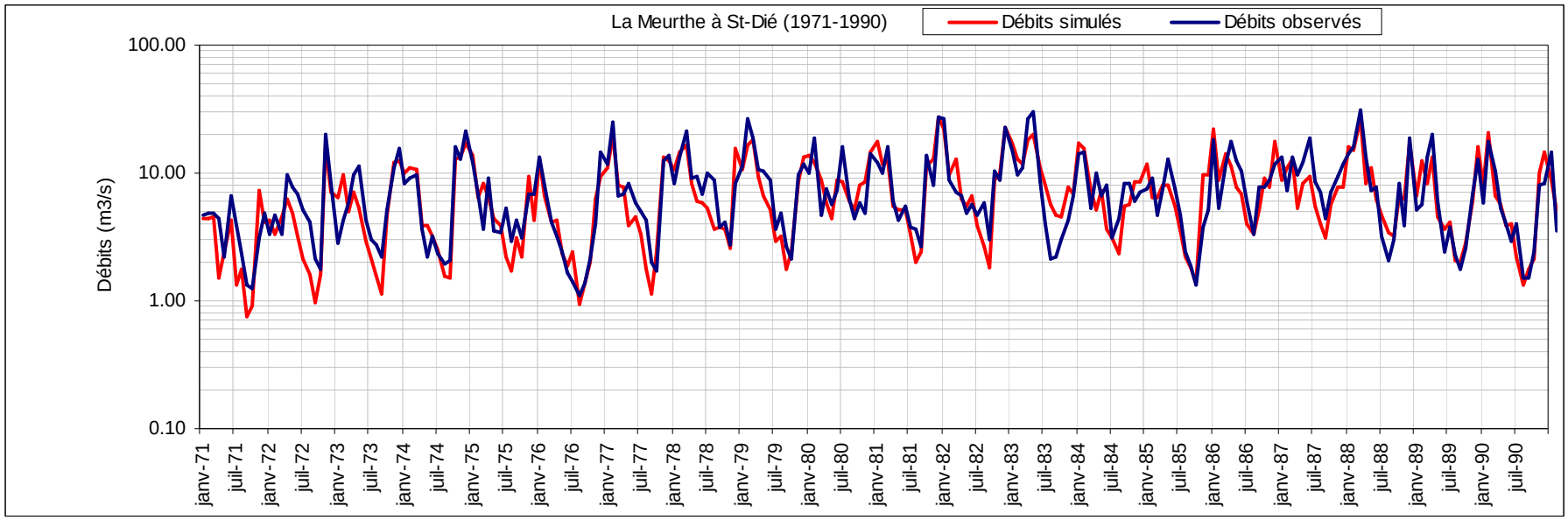

La Zorn à Waltenheim (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

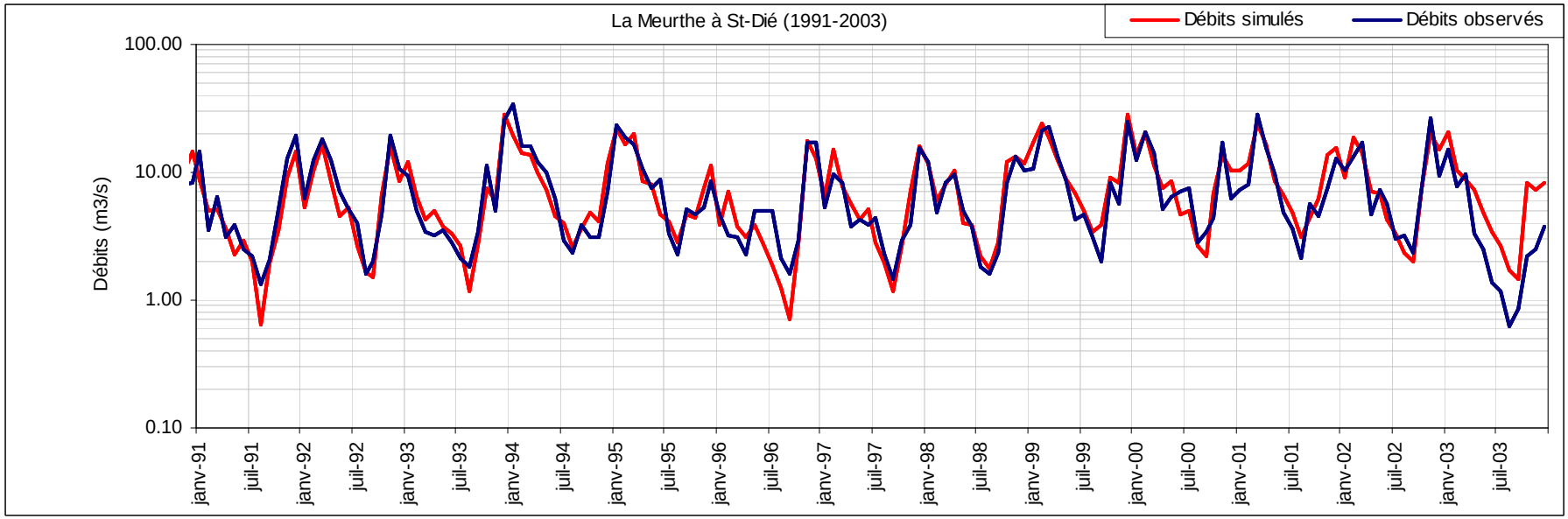

La Sauer à Beinheim (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

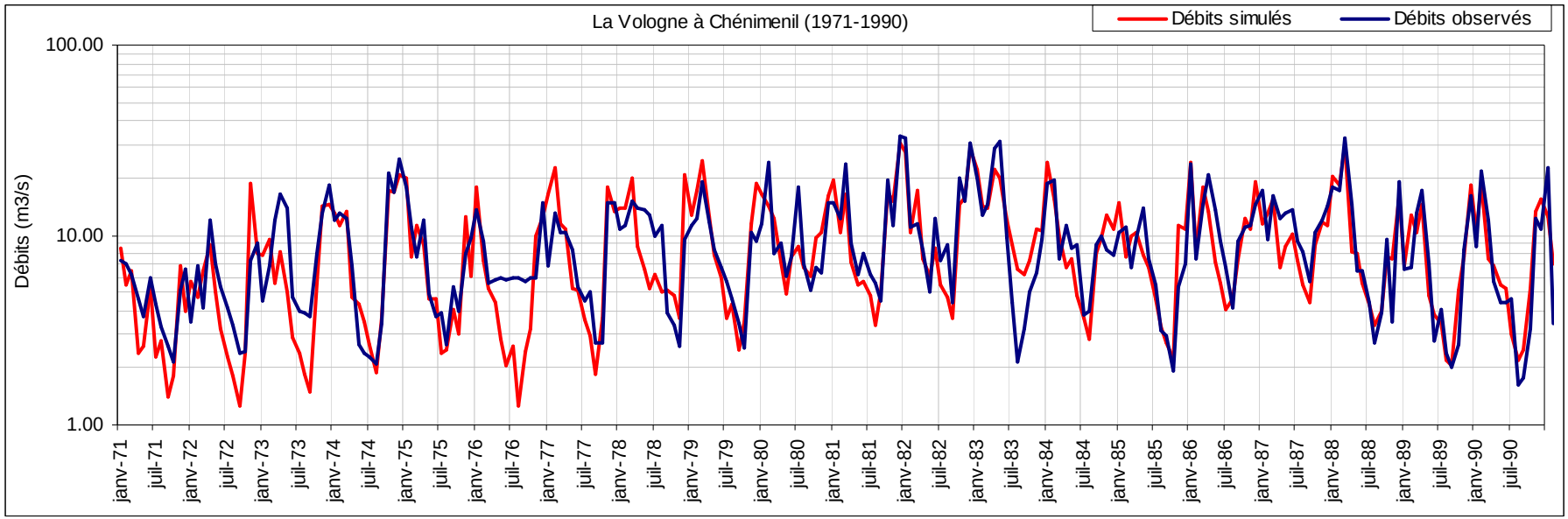

La Sauer à Beinheim (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

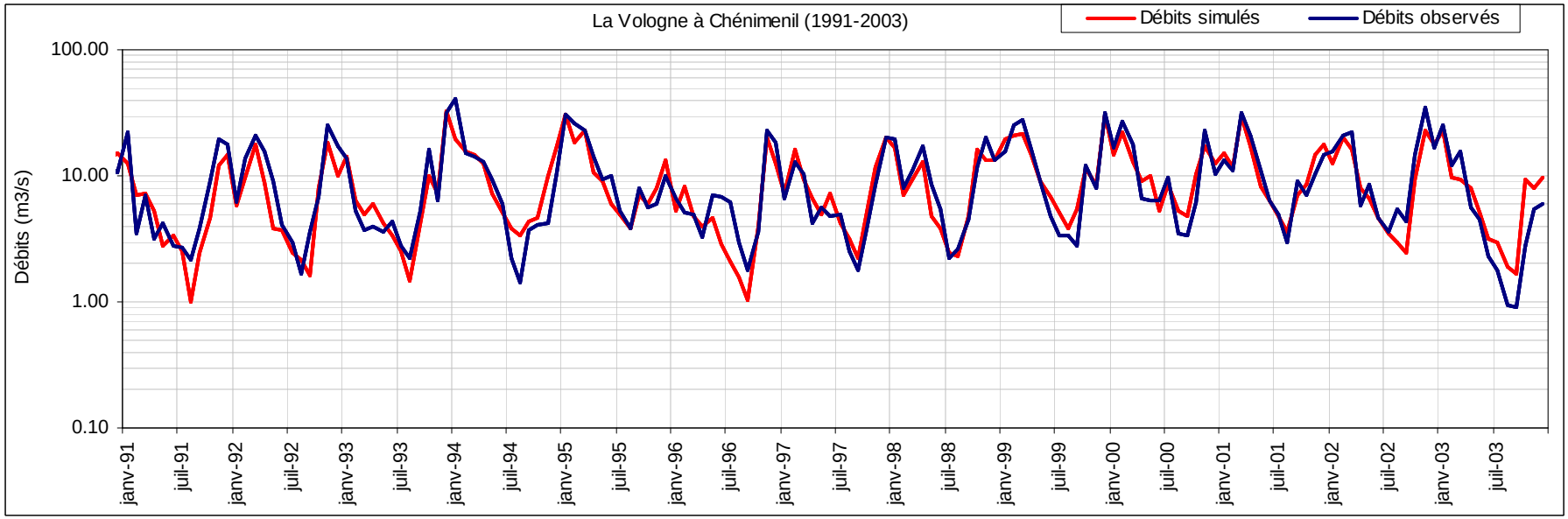

La Meurthe à Raon l'Etape (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

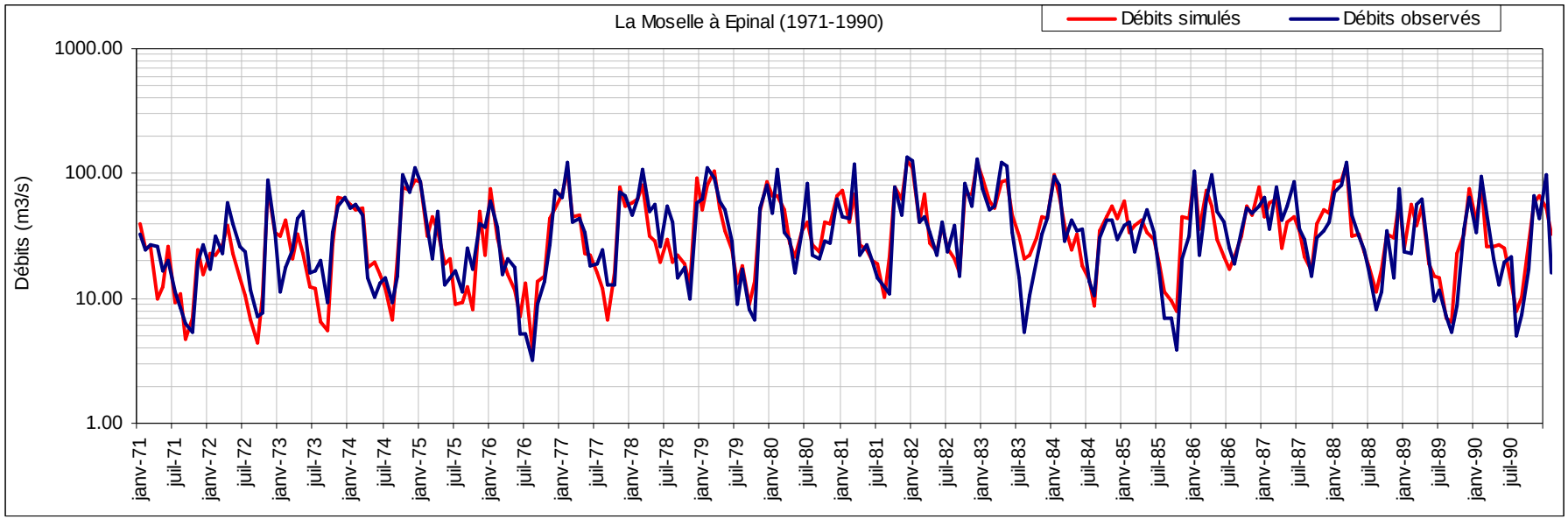

La Meurthe à Raon l'Etape (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

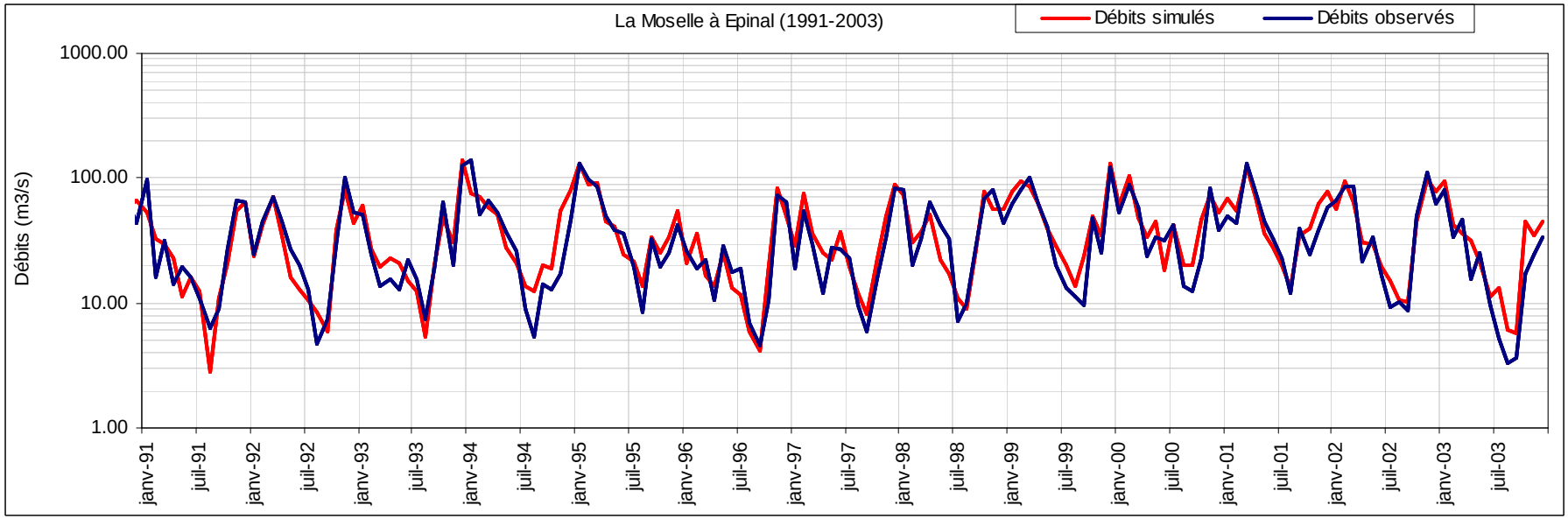

La Meurthe à St-Dié (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

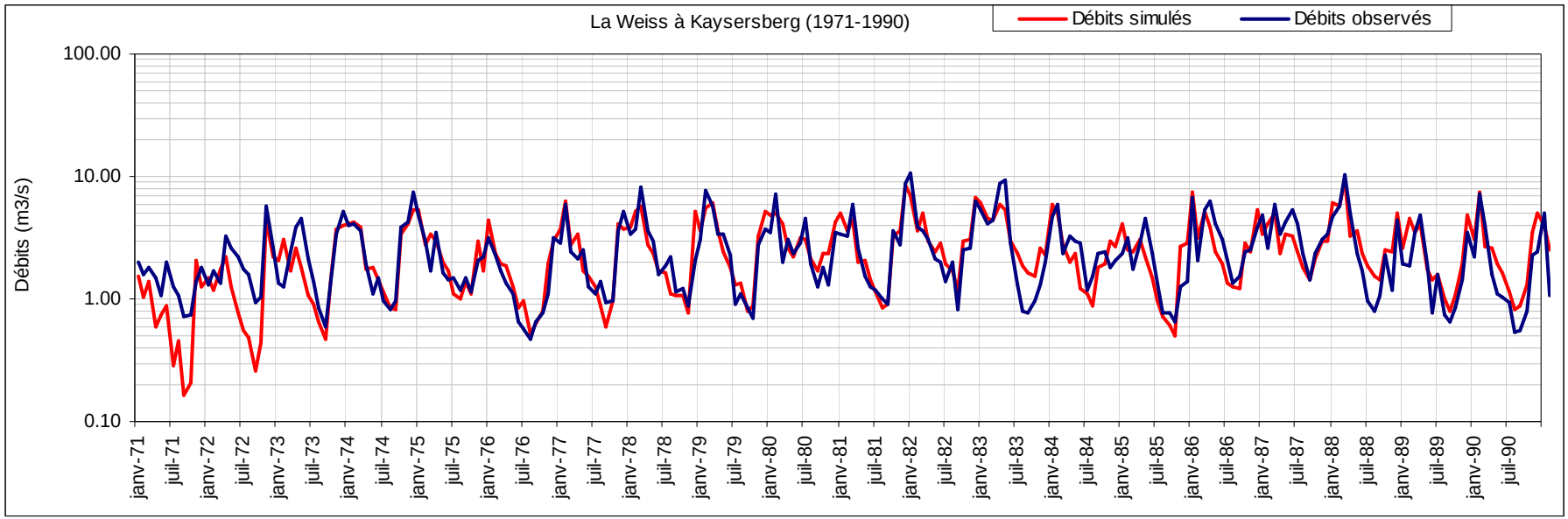

La Meurthe à St-Dié (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

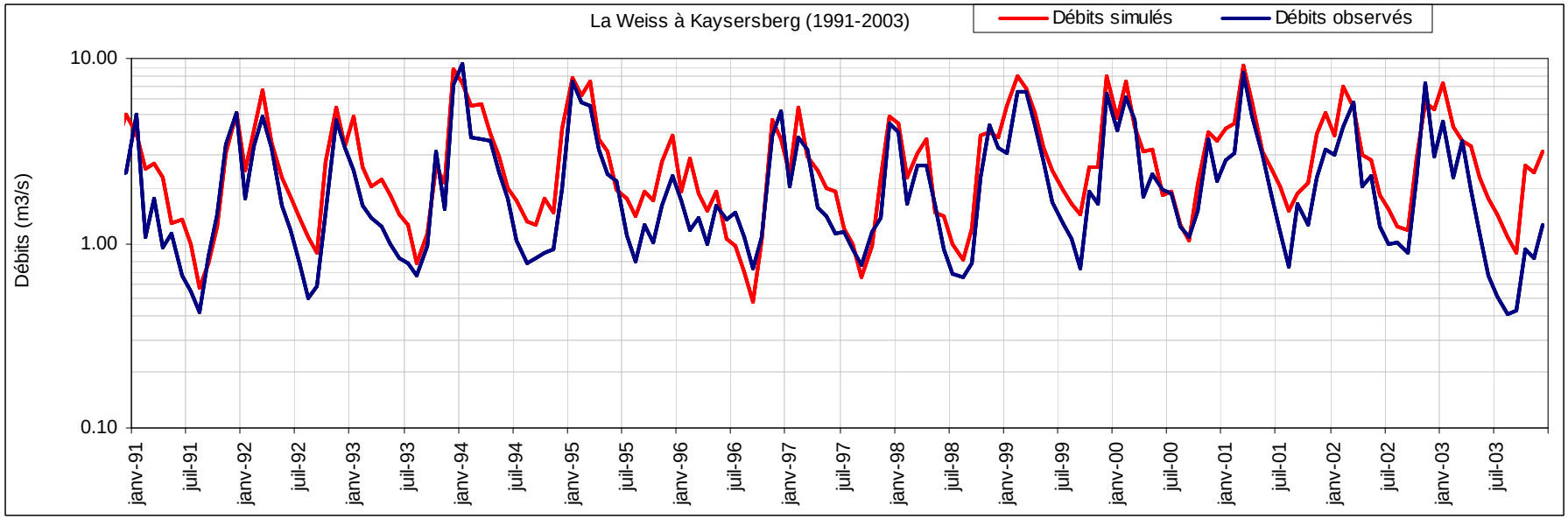

La Vologne à Chénimenil (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

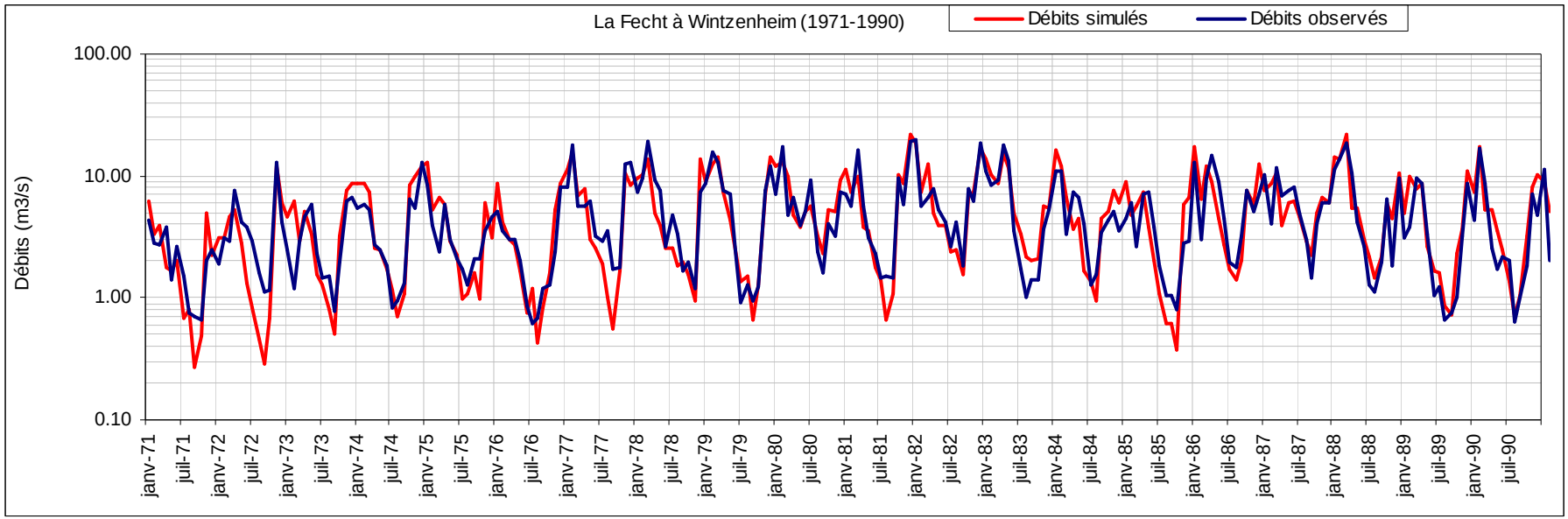

La Vologne à Chénimenil (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

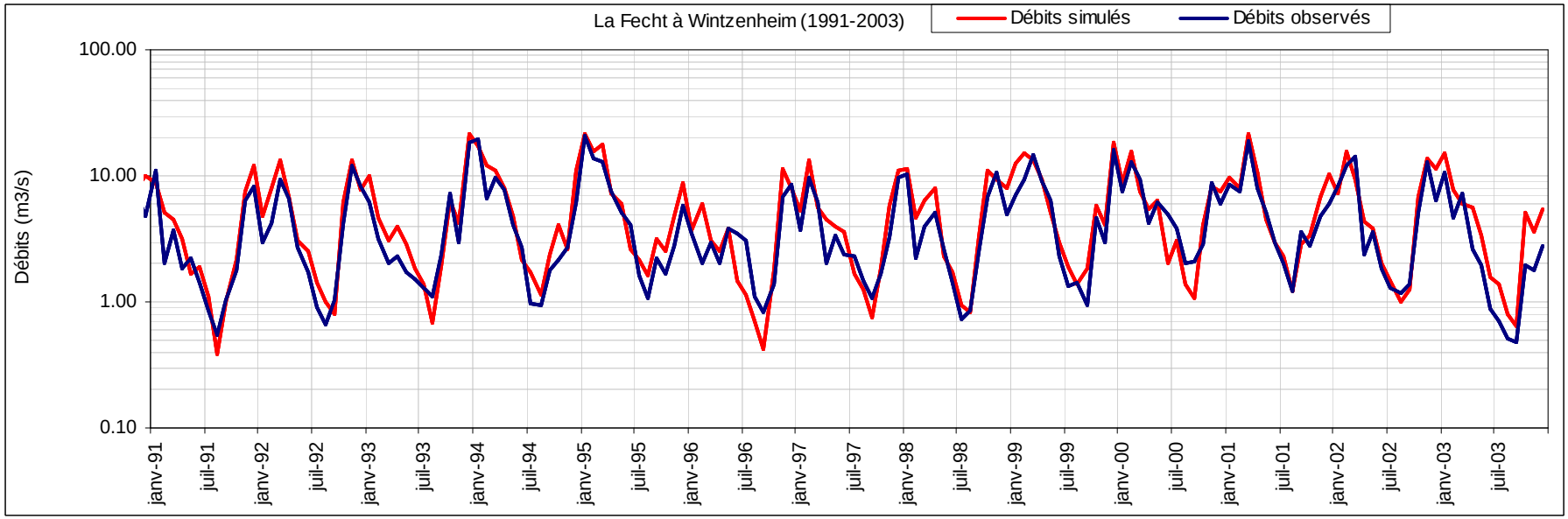

La Moselle à Epinal (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
1000.00
100.00
10.00
1.00
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

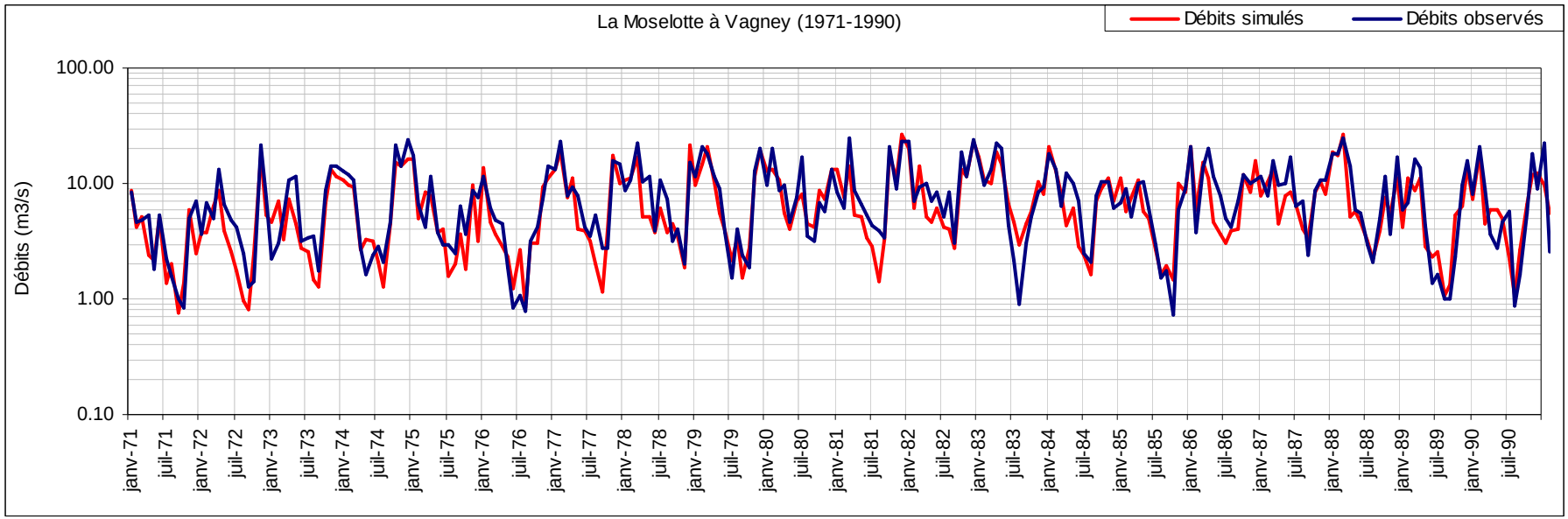

La Moselle à Epinal (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
1000.00
100.00
10.00
1.00
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

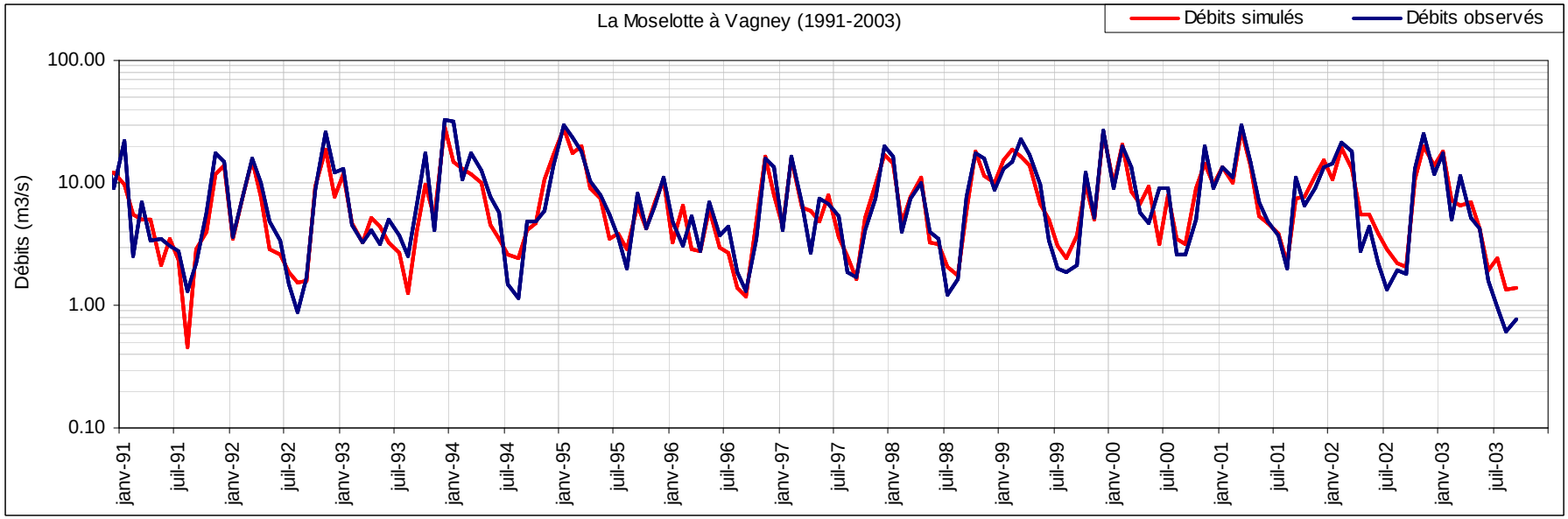

La Weiss à Kaysersberg (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

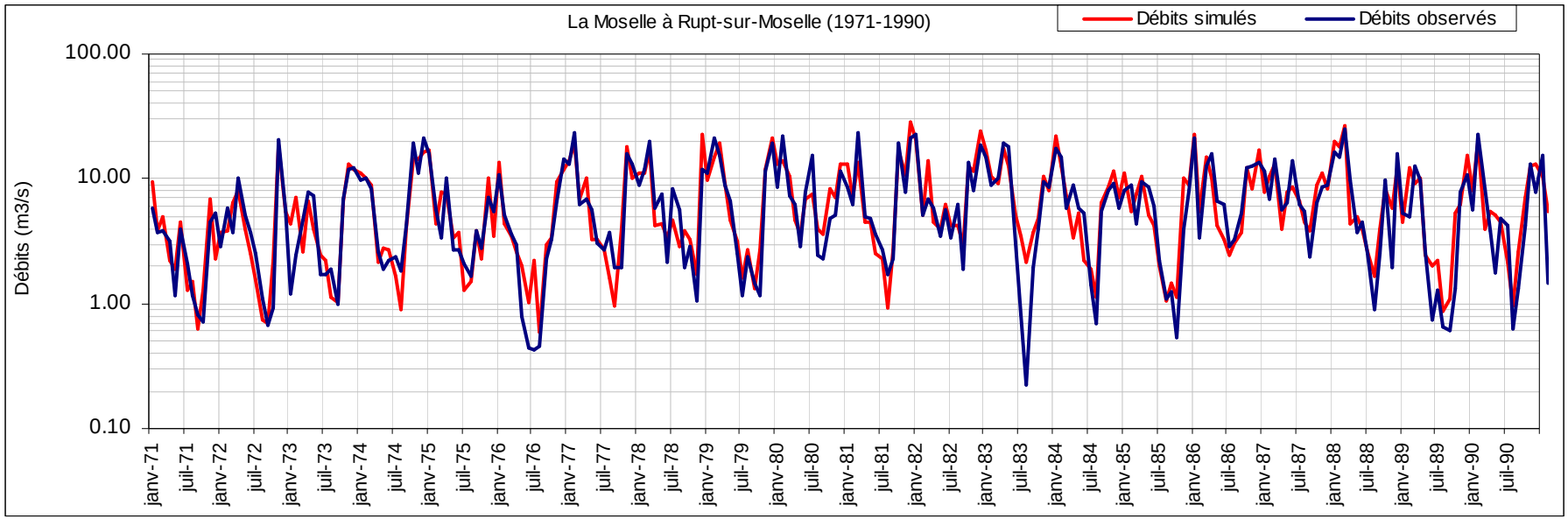

La Weiss à Kaysersberg (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

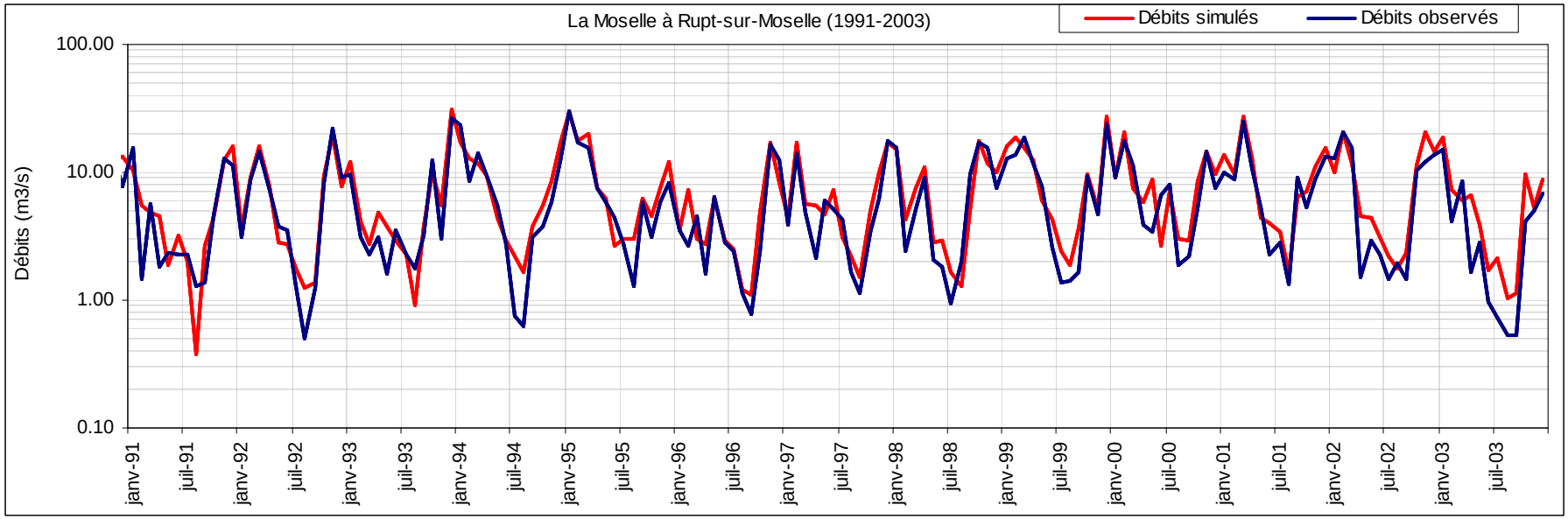

La Fecht à Wintzenheim (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

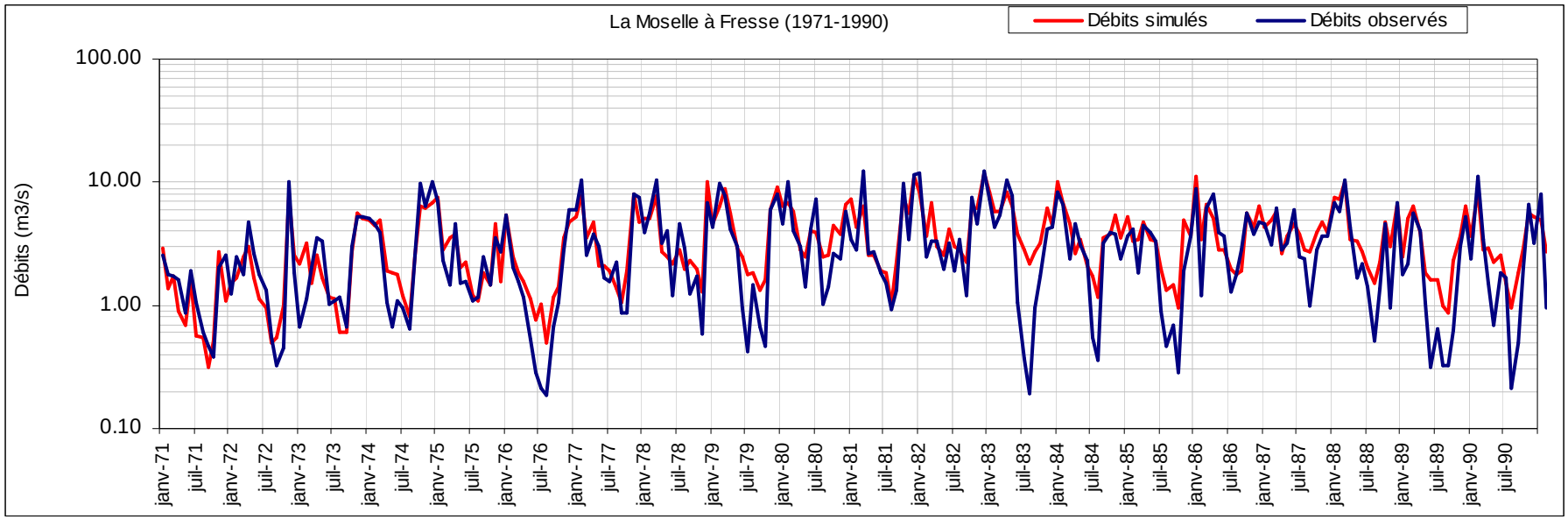

La Fecht à Wintzenheim (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

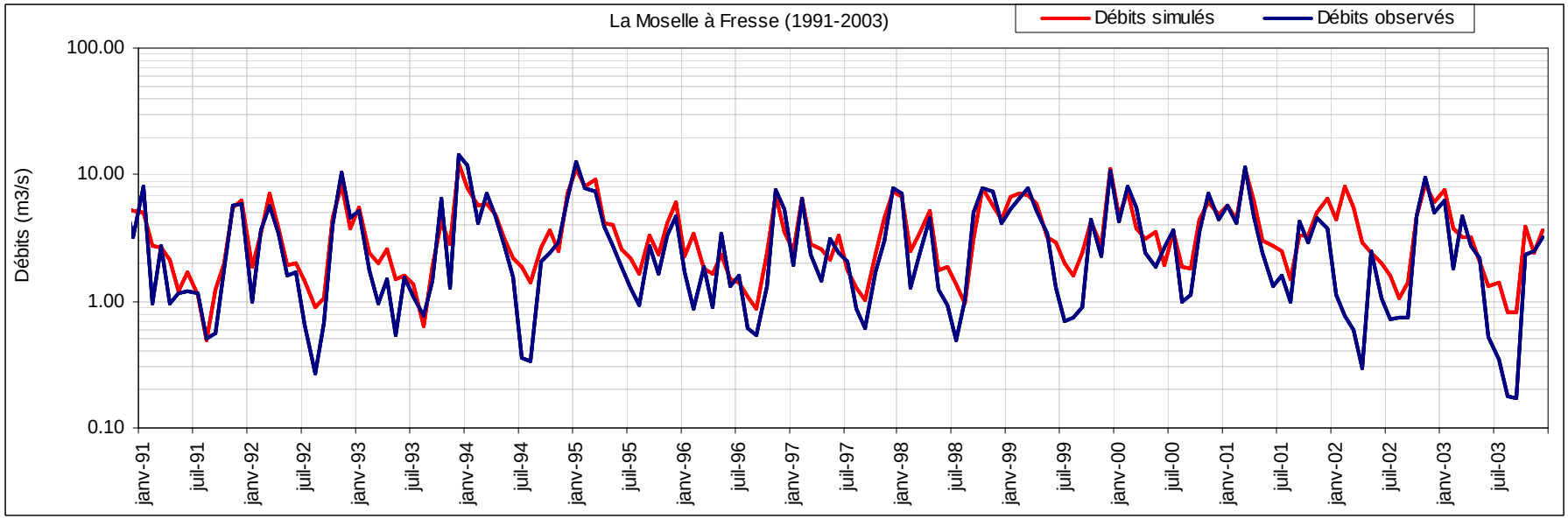

La Moselotte à Vagney (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

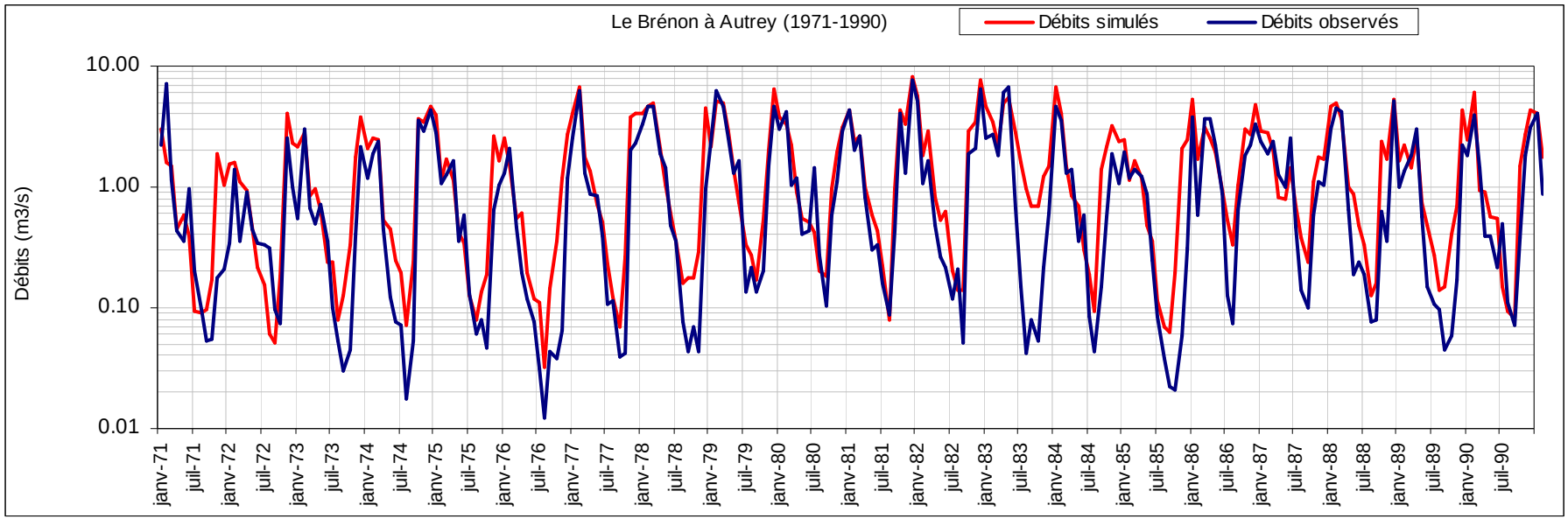

La Moselotte à Vagney (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

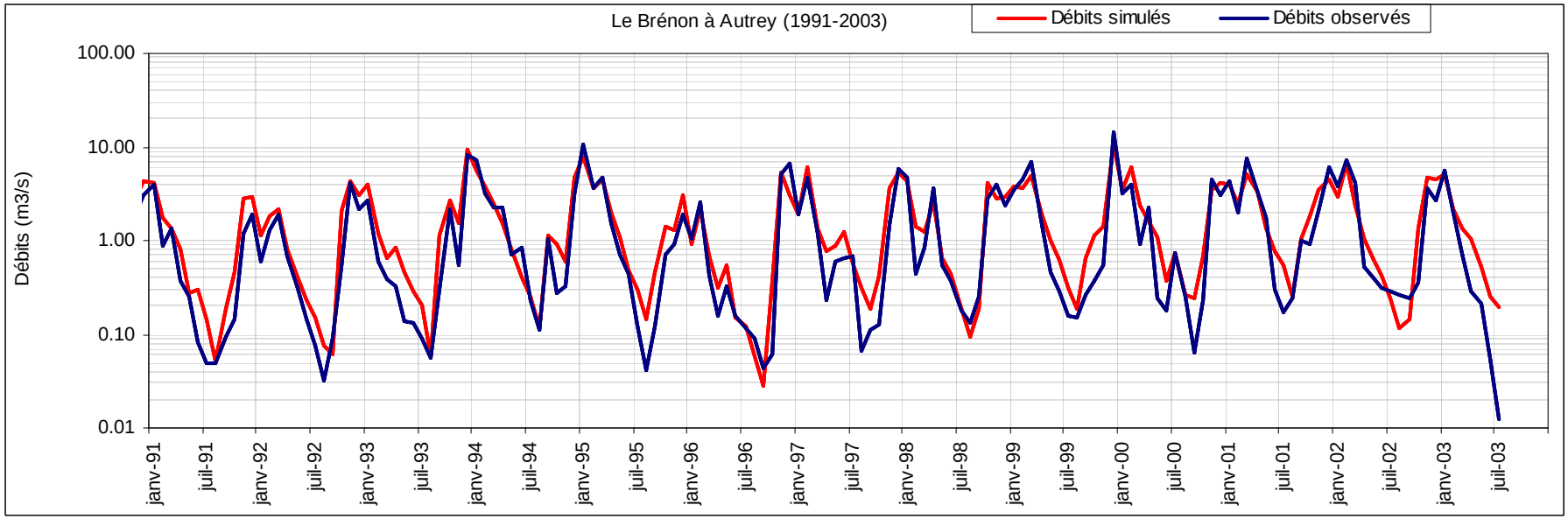

La Moselle à Rupt-sur-Moselle (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

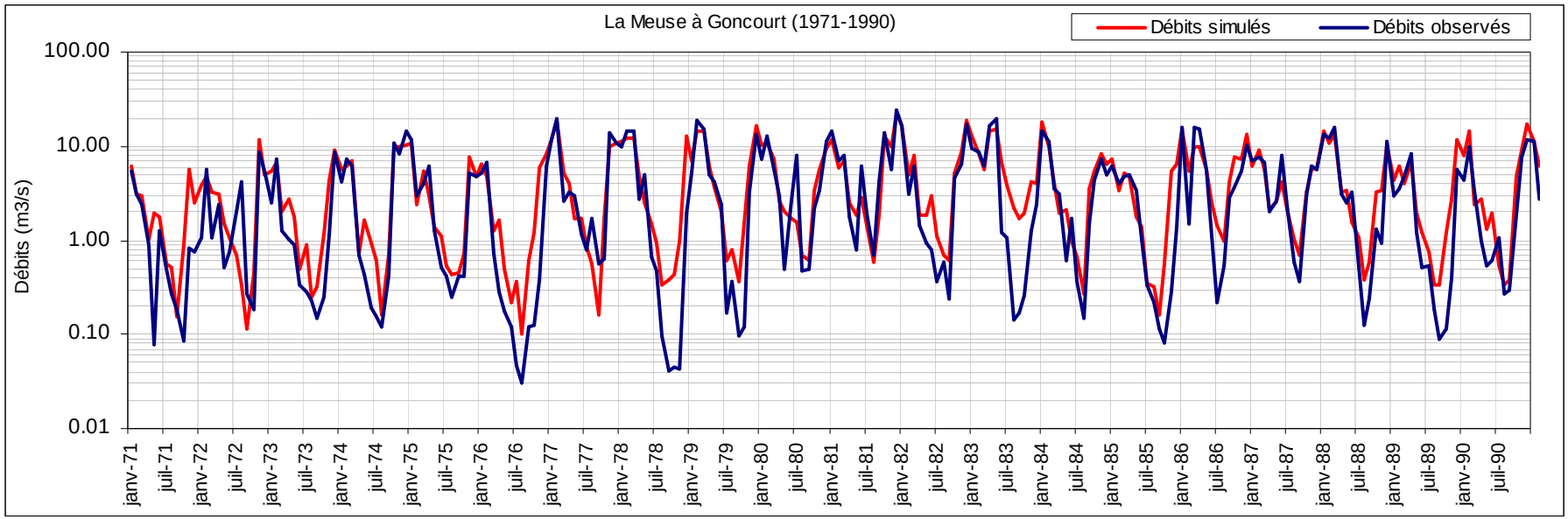

La Moselle à Rupt-sur-Moselle (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

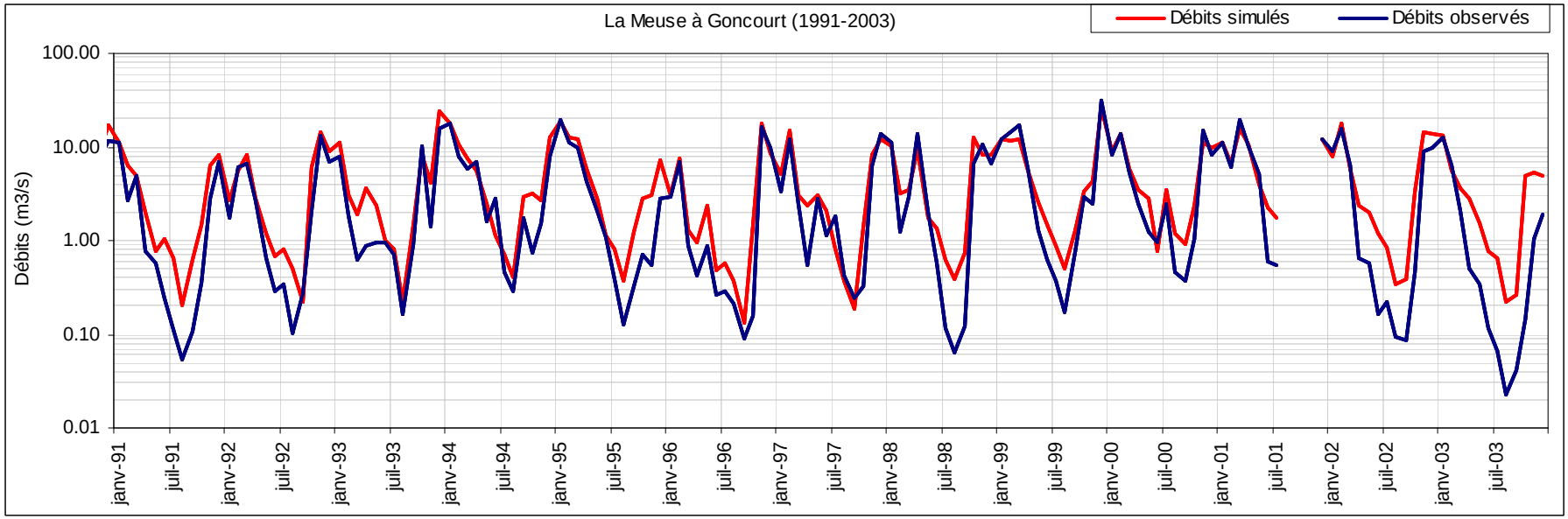

La Moselle à Fresse (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

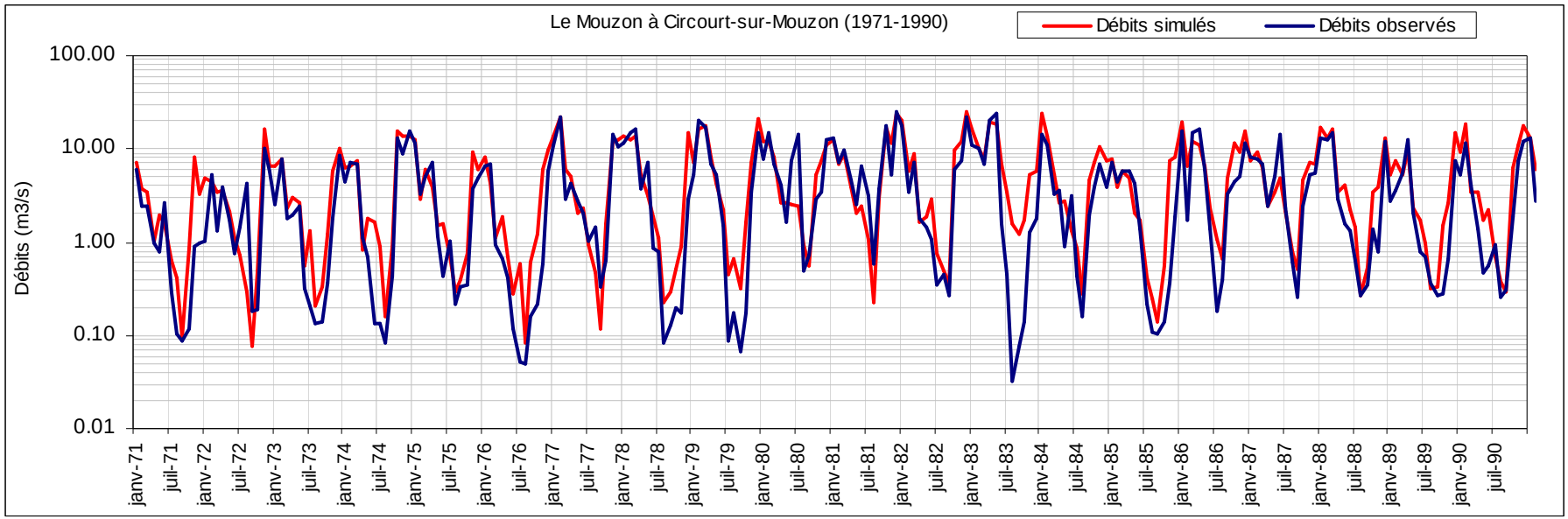

La Moselle à Fresse (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

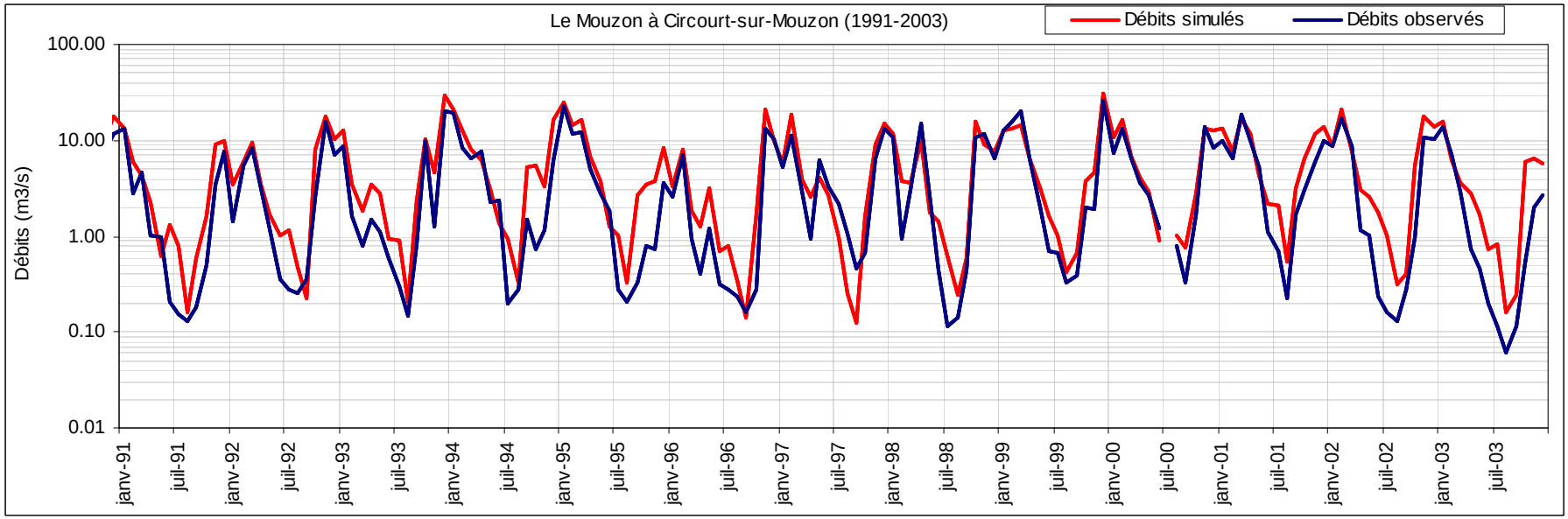

Le Brénon à Autrey (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

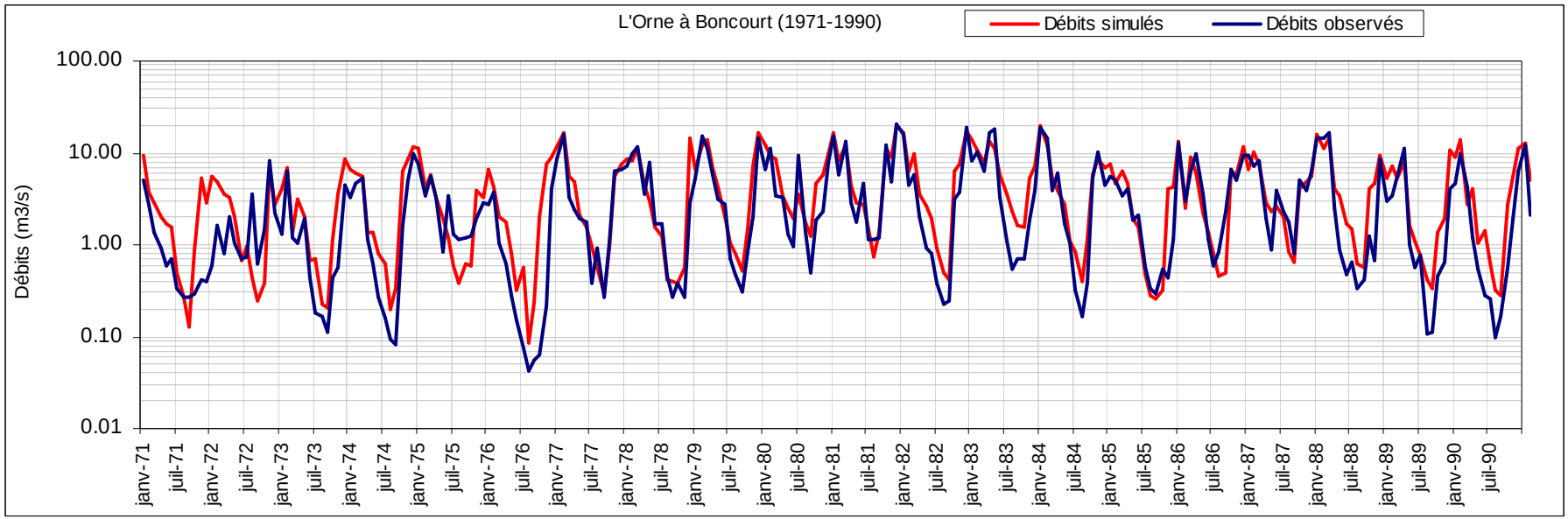

Le Brénon à Autrey (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

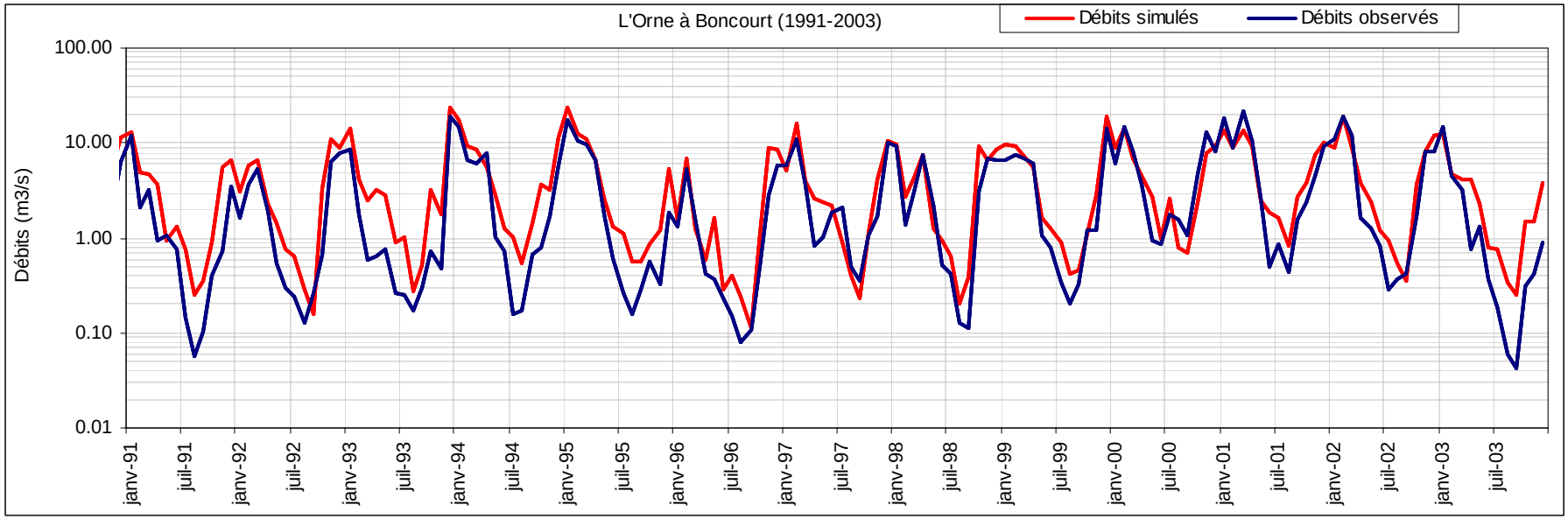

La Meuse à Goncourt (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

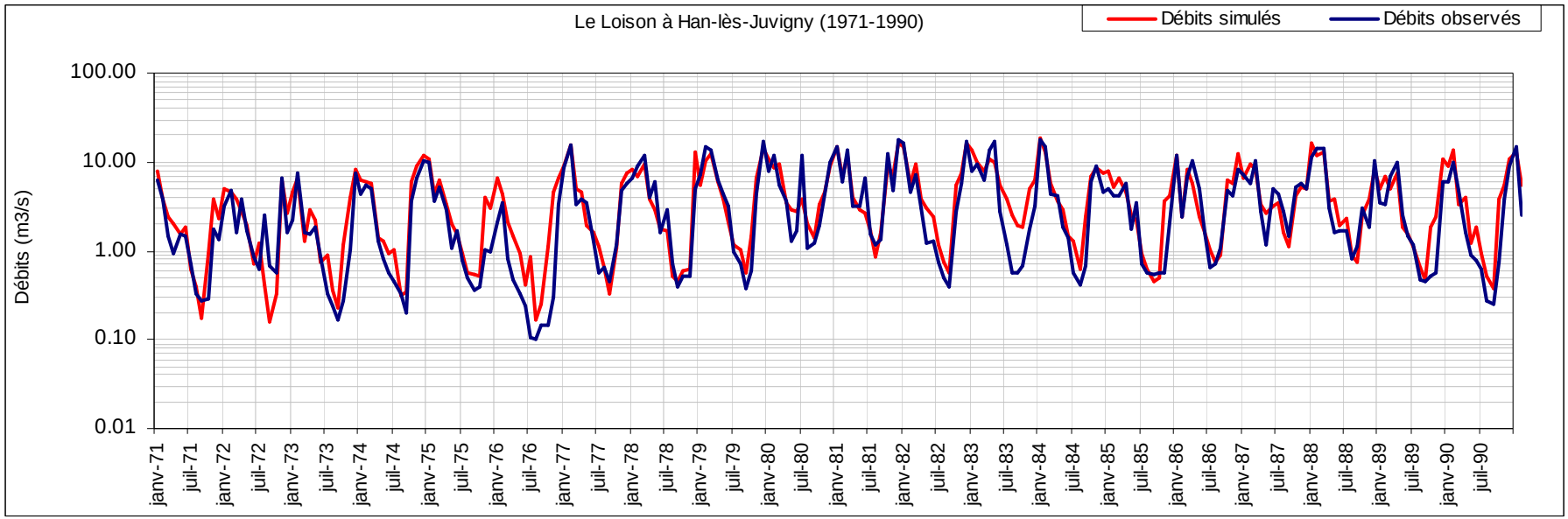

La Meuse à Goncourt (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

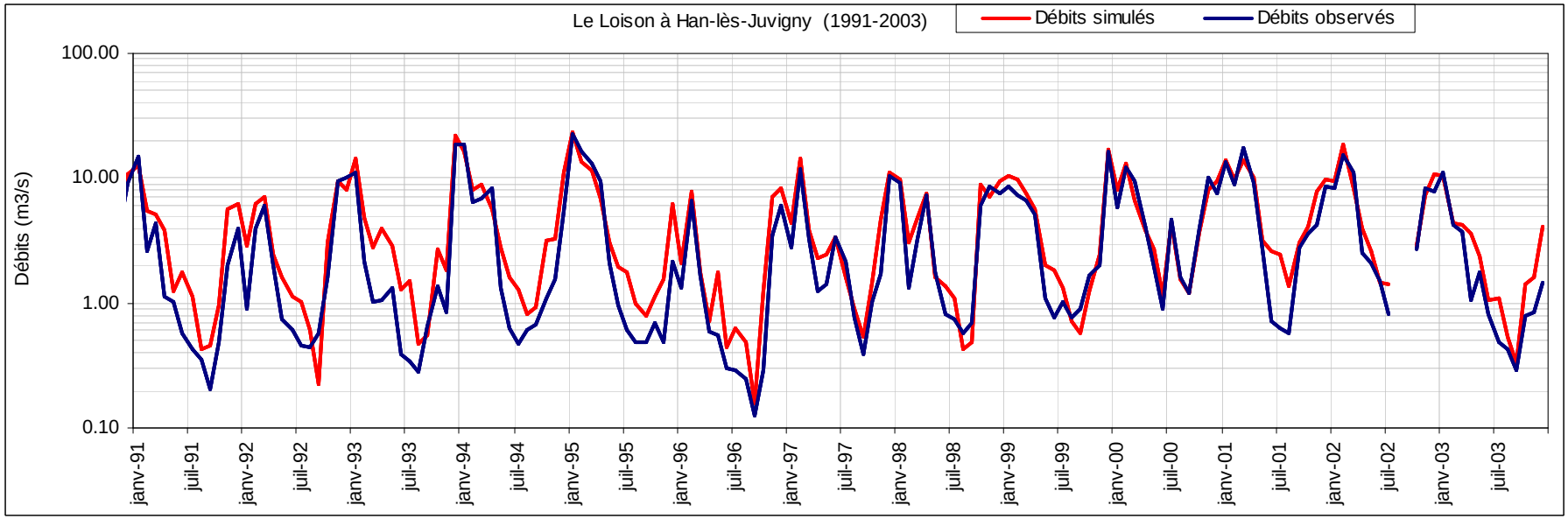

Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90

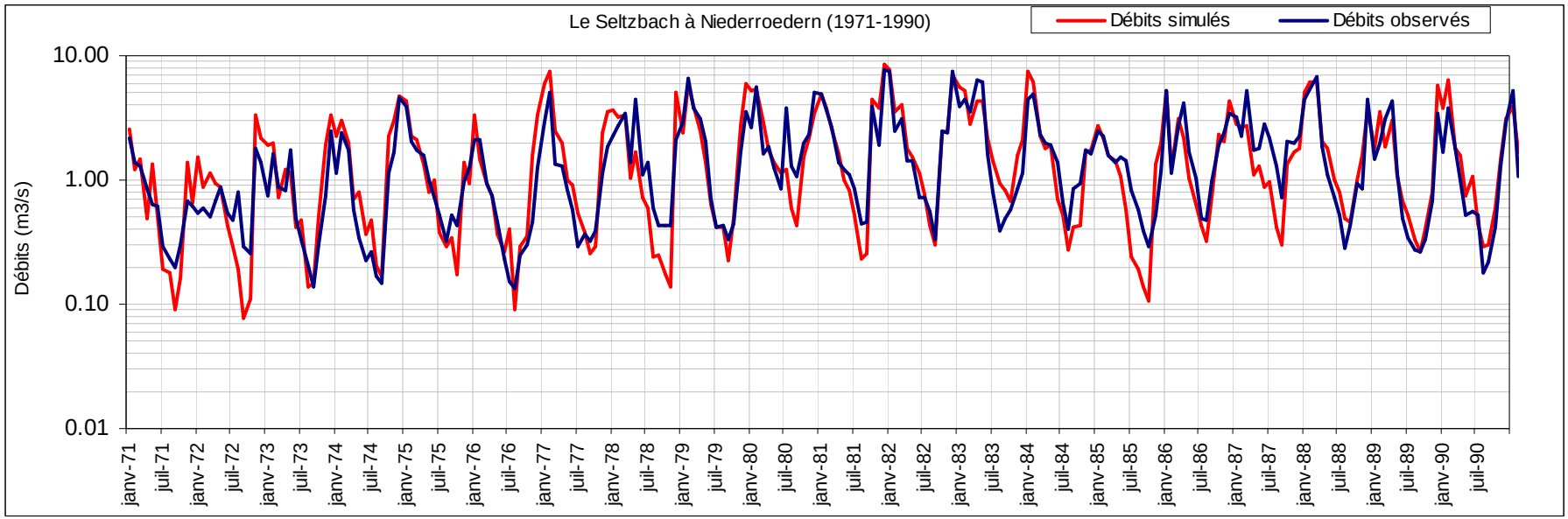

Le Mouzon à Circourt-sur-Mouzon (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

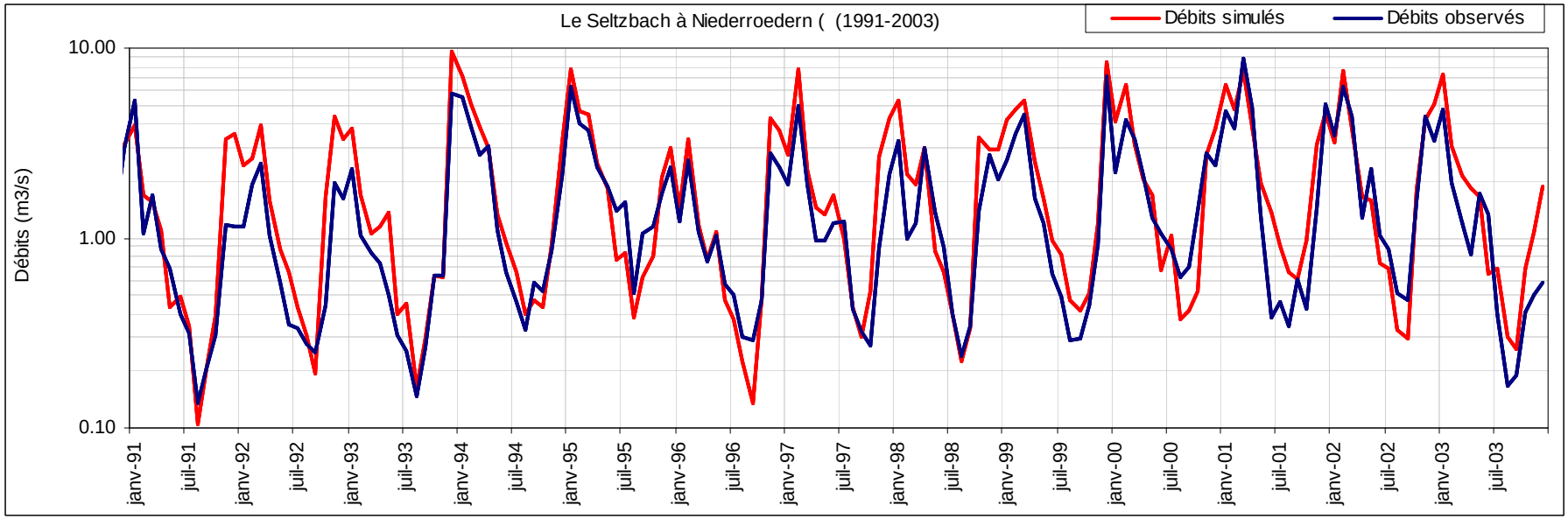

L'Orne à Boncourt (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90


L'Orne à Boncourt (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03


Le Loison à Han-lès-Juvigny (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90


Le Loison à Han-lès-Juvigny (1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
100.00
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03


Le Seltzbach à Niederroedern (1971-1990)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
10.00
1.00
0.10
0.01
janv-71
juil-71
janv-72
juil-72
janv-73
juil-73
janv-74
juil-74
janv-75
juil-75
janv-76
juil-76
janv-77
juil-77
janv-78
juil-78
janv-79
juil-79
janv-80
juil-80
janv-81
juil-81
janv-82
juil-82
janv-83
juil-83
janv-84
juil-84
janv-85
juil-85
janv-86
juil-86
janv-87
juil-87
janv-88
juil-88
janv-89
juil-89
janv-90
juil-90


Le Seltzbach à Niederroedern ((1991-2003)
Débits simulés
Débits observés
Débits (m3/s)
10.00
1.00
0.10
janv-91
juil-91
janv-92
juil-92
janv-93
juil-93
janv-94
juil-94
janv-95
juil-95
janv-96
juil-96
janv-97
juil-97
janv-98
juil-98
janv-99
juil-99
janv-00
juil-00
janv-01
juil-01
janv-02
juil-02
janv-03
juil-03

ANNEXE 10-1 : Paramètres des modèles journaliers

GR3j VL	A	C	Correction ETP	Cec	CVR	CP	CVN	Nash logaritmique		Déficit d'écoulement observé	Déficit d'écoulement calculé	Lame d'eau observée	Lame d'eau calculée
								Période de calage	Période de validation				
Autrey	196	1.4	120%	0.14	2.98	0.2	0.05	81%	78%	606	609	301	298
Autrey-Ste-Hélène	654	1.4	96%	0.07	2.53	1.6	0.02	83%	77%	626	636	571	561
Beinheim	572	2.3	93%	0.05	3.99	1.1	0.02	76%	76%	706	703	154	157
Belval	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*												
Boncourt	205	2.4	110%	0.09	6.60	0.8	0.05	83%	87%	553	579	282	256
Carignan	375	2.5	77%	0.04	4.30	1.7	0.02	80%	83%	498	509	429	418
Chauvency	375	2.3	76%	0.05	5.13	1.9	0.03	83%	81%	555	558	378	375
Chénimenil	750	1.5	96%	0.05	1.57	3.5	0.05	77%	78%	1092	1126	343	310
Cheveuges	265	2.5	100%	0.01	4.14	0.8	0.02	88%	87%	565	592	432	405
Chooz	341	2.4	87%	0.00	1.94	1.1	0.04	79%	84%	576	590	465	451
Circourt-sur-Mouzon	250	2.3	120%	0.24	3.45	0.2	0.06	78%	82%	590	639	380	331
Custines	317	2.6	83%	0.04	3.37	2.3	0.05	86%	87%	526	538	546	534
Damelevières	387	2.3	96%	0.06	3.54	1.5	0.04	82%	84%	598	608	492	483
Dannemarie	317	2.0	1.2	0.26	5.07	0.3	0.04	66%	67%	783	712	310	382
Didenheim	317	2.1	118%	0.10	6.56	1.4	0.05	71%	69%	741	721	293	313
Domremy-la-Pucelle	227	2.4	110%	0.03	5.03	0.8	0.04	82%	85%	659	688	313	283
Epinal	359	1.9	92%	0.07	3.15	3.2	0.05	84%	85%	581	615	1041	1007
Frémonville	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*												
Fresse	410	1.4	119%	0.03	3.77	4.6	0.07	78%	78%	1305	1290	1015	1029
Gerbéviller	450	1.7	102%	0.08	4.87	1.5	0.03	81%	80%	641	644	386	383
Goncourt	175	2.2	120%	0.12	3.89	0.3	0.06	81%	85%	562	610	370	322
Han-lès-Juvigny	236	2.4	103%	0.06	7.82	0.6	0.03	87%	86%	523	571	372	324
Hauconcourt	314	2.7	82%	0.05	3.12	1.3	0.04	86%	87%	511	527	474	458
Holtzheim	317	2.1	114%	0.11	2.47	0.7	0.04	81%	82%	684	677	380	387
Jarny	260	2.4	83%	0.00	5.44	0.9	0.05	73%	57%	542	579	287	250
Jezainville	285	2.4	120%	0.01	2.70	0.4	0.03	84%	84%	584	623	211	173
Kaysersberg	548	1.4	92%	0.05	2.82	3.0	0.03	79%	81%	658	673	714	699
Keskastel	544	2.2	108%	0.03	5.14	1.3	0.05	78%	67%	694	723	325	295
Lunéville	200	2.4	102%	0.11	7.60	1.0	0.02	84%	84%	580	581	393	392
Malzéville	412	2.5	91%	0.07	3.31	1.7	0.05	82%	72%	575	583	450	442
Metz	236	2.5	86%	0.00	4.37	0.4	0.04	79%	80%	523	542	233	215
Mirecourt	187	1.7	89%	0.03	8.88	1.0	0.03	76%	44%	507	519	432	419
Montcy-Notre-Dame	350	2.1	88%	0.00	1.82	1.6	0.04	*	84%	532	554	437	415
Niederroedern	280	1.7	93%	0.10	6.14	0.9	0.03	76%	74%	559	567	279	271
Nomeny	175	2.4	87%	0.05	4.60	0.5	0.03	79%	64%	489	486	279	282
Onville	240	2.3	94%	0.01	4.77	1.1	0.03	74%	61%	499	535	322	286
Ostheim	557	1.7	119%	0.05	2.63	1.3	0.05	75%	88%	794	817	458	435
Pontigny	141	2.5	98%	0.03	8.51	0.4	0.03	81%	65%	561	566	210	206
Pulligny	232	2.3	97%	0.02	6.02	1.0	0.05	78%	77%	531	556	373	348
Raon l'Etape	428	1.6	92%	0.05	2.96	2.3	0.04	87%	85%	653	630	643	666
Reiningue	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*												
Rosselange	190	2.4	88%	0.02	8.42	1.0	0.02	83%	73%	518	538	319	299
Rupt-sur-Moselle	190	1.6	100%	0.07	4.15	5.5	0.06	80%	81%	735	765	1446	1415
Russ	306	1.4	76%	0.06	3.02	2.9	0.04	83%	87%	503	543	895	855
Saint Mihiel	229	3.7	105%	0.00	3.20	0.8	0.04	90%	92%	569	590	383	363
Saint-Dié	324	1.5	86%	0.03	2.94	2.0	0.04	84%	85%	569	562	701	708
Saint-Nabord	240	2.0	88%	0.08	3.76	5.0	0.05	87%	84%	559	581	1280	1258
Sarreinsming	392	2.3	101%	0.07	5.31	0.8	0.04	81%	78%	655	686	308	277
Schweighouse	1112	1.9	86%	0.07	6.57	3.0	0.02	75%	59%	589	592	297	294
Sélestat	169	2.0	103%	0.14	2.05	0.3	0.05	82%	86%	484	562	429	351
Soulosse	257	2.2	109%	0.06	5.56	0.6	0.04	76%	79%	637	654	328	311
Staffelfelden	255	2.2	86%	0.00	4.45	3.0	0.05	77%	81%	775	811	703	666
Stenay	210	3.5	91%	0.00	2.49	1.0	0.03	90%	91%	737	736	220	221
Tonnoy	240	2.3	90%	0.11	3.17	2.2	0.04	90%	90%	1005	1017	357	345
Toul	283	2.5	86%	0.05	3.62	2.8	0.06	85%	87%	536	550	612	598
Uckange	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*												
Vagney	225	1.5	70%	0.08	3.79	7.5	0.06	80%	80%	380	476	1492	1396
Vandières	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*												
Varize	611	1.9	112%	0.00	7.73	0.2	0.02	66%	55%	747	763	70	53
Vaucouleurs	200	2.9	109%	0.00	4.46	0.7	0.04	85%	82%	563	604	403	363
Verdun	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*												
Waltenheim	425	2.2	91%	0.05	4.70	0.9	0.02	71%	55%	589	599	291	280
Wintzenheim	537	1.5	96%	0.04	2.90	2.9	0.05	78%	82%	751	780	718	688

ANNEXE 10-1 : Paramètres des modèles journaliers

GR3j VL2	A	C	Correction ETP	Cec	CVR	CP	CVL	CVN	CPN	Nash logaritmique	
										Période de calage	Période de validation
Autrey	286	2.0	120%	0.40	1.0	20	0.738	0.071	0.000	79%	75%
Autrey-Ste-Hélène	286	1.5	105%	0.09	1.0	20	0.002	0.038	0.019	88%	84%
Beinheim	289	2.7	106%	0.16	1.0	20	0.001	0.028	0.014	84%	85%
Belval	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*										
Boncourt	197	2.6	120%	0.45	1.0	20	0.001	0.065	0.006	83%	86%
Carignan	197	3.2	89%	0.18	1.0	20	0.001	0.022	0.012	86%	88%
Chauvency	202	2.8	92%	0.19	1.0	9	0.002	0.029	0.017	90%	83%
Chénimenil	189	1.7	98%	0.08	1.0	33	0.011	0.056	0.034	81%	82%
Cheveuges	224	2.7	115%	0.07	1.0	35	0.006	0.072	0.023	88%	87%
Chooz	207	2.6	103%	0.06	1.0	35	0.001	0.051	0.011	88%	89%
Circourt-sur-Mouzon	207	2.5	120%	0.35	1.0	35	0.000	0.054	0.036	81%	83%
Custines	207	3.1	86%	0.34	1.0	35	0.099	0.028	0.000	83%	83%
Damelevières	102	2.9	119%	0.38	1.0	35	0.116	0.014	0.000	81%	77%
Dannemarie	291	2.2	120%	0.31	1.2	1	1.000	0.070	0.000	65%	61%
Didenheim	291	2.3	120%	0.26	1.0	2	1.000	0.030	0.000	72%	73%
Domremy-la-Pucelle	181	2.6	120%	0.19	1.0	5	0.012	0.097	0.027	86%	87%
Epinal	182	2.1	101%	0.13	1.0	17	0.011	0.086	0.033	85%	87%
Frémonville	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*										
Fresse	290	2.2	111%	0.17	1.0	10	1.000	0.064	0.000	77%	76%
Gerbéviller	219	1.9	120%	0.21	4.3	17	0.005	0.055	0.034	89%	86%
Goncourt	187	2.4	120%	0.49	3.6	16	0.002	0.105	0.002	83%	84%
Han-lès-Juvigny	191	2.6	117%	0.23	1.0	4	0.010	0.103	0.045	87%	87%
Hauconcourt	206	3.1	92%	0.19	1.0	9	0.001	0.062	0.015	89%	89%
Holtzheim	291	2.4	113%	0.23	1.0	5	1.000	0.042	0.000	79%	78%
Jarny	172	2.3	109%	0.25	3.5	16	0.001	0.085	0.031	82%	70%
Jezainville	246	2.7	120%	0.06	1.0	7	0.000	0.040	0.009	85%	85%
Kaysersberg	198	2.0	94%	0.20	1.0	16	0.051	0.017	0.000	73%	71%
Keskastel	255	2.3	120%	0.22	1.0	4	0.003	0.067	0.032	87%	76%
Lunéville	187	2.6	115%	0.24	1.0	5	0.004	0.060	0.025	88%	88%
Malzéville	175	2.6	107%	0.19	1.0	10	0.006	0.068	0.034	91%	73%
Metz	152	2.5	105%	0.07	1.0	8	0.004	0.110	0.034	87%	87%
Mirecourt	152	2.1	109%	0.24	1.0	4	0.002	0.069	0.034	83%	51%
Montcy-Notre-Dame	210	2.2	104%	0.03	1.0	41	0.008	0.050	0.023	85%	88%
Niederroedern	229	1.9	107%	0.26	1.0	41	0.001	0.047	0.014	81%	77%
Norroy	149	2.7	104%	0.20	1.0	41	0.001	0.075	0.022	84%	81%
Onville	195	2.4	111%	0.16	1.0	20	0.001	0.045	0.012	82%	77%
Ostheim	195	1.9	84%	0.08	1.0	20	0.000	0.032	0.034	76%	84%
Pontigny	150	2.5	117%	0.19	1.0	20	0.001	0.128	0.032	83%	71%
Pulligny	178	2.3	120%	0.33	1.0	20	0.001	0.062	0.015	86%	83%
Raon l'Etape	237	1.7	104%	0.11	1.0	22	0.003	0.064	0.020	90%	88%
Reiningue	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*										
Rosselange	197	2.6	102%	0.28	1.0	20	0.001	0.046	0.015	86%	75%
Rupt-sur-Moselle	149	2.1	114%	0.12	1.0	19	0.014	0.098	0.029	82%	83%
Russ	159	1.5	88%	0.08	1.0	24	0.010	0.070	0.043	85%	87%
Saint Mihiel	178	4.4	120%	0.17	1.0	7	0.012	0.069	0.022	92%	93%
Saint-Dié	216	1.7	98%	0.09	1.0	24	0.003	0.068	0.020	85%	87%
Saint-Nabord	177	2.2	94%	0.11	1.0	16	0.018	0.095	0.031	88%	85%
Sarreinsming	235	2.4	117%	0.27	1.0	20	0.001	0.071	0.027	88%	86%
Schweighouse	270	2.0	95%	0.13	1.0	9	0.002	0.019	0.022	87%	82%
Sélestat	149	2.2	93%	0.13	1.0	10	0.000	0.062	0.017	81%	86%
Soulosse	206	2.4	120%	0.29	1.0	3	0.001	0.073	0.013	83%	81%
Staffelfelden										77%	81%
Stenay	201	3.2	105%	0.00	1.0	33	0.001	0.049	0.008	92%	92%
Tonnoy	185	2.4	101%	0.14	1.0	14	0.012	0.083	0.031	91%	91%
Toul	199	2.7	96%	0.16	1.0	8	0.002	0.065	0.009	89%	89%
Uckange	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*										
Vagney	96	1.5	79%	0.11	1.0	25	0.016	0.103	0.047	82%	82%
Vandières	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*										
Varize	142	2.2	120%	0.00	1.0	50	0.000	0.163	0.094	72%	59%
Vaucouleurs	209	3.2	120%	0.28	3.9	9	0.001	0.069	0.006	89%	86%
Verdun	*Modèle non appliqué (chronique trop courte)*										
Waltenheim	209	2.3	107%	0.15	1.0	48	0.001	0.051	0.036	82%	74%
Wintzenheim	215	1.7	109%	0.07	1.0	20	0.008	0.086	0.035	81%	85%